



UNIVERSIDAD DE CUENCA

Facultad de Ciencias Químicas

Carrera de Ingeniería Ambiental

Evaluación del método de múltiples-hipótesis para la conceptualización de procesos hidrológicos en una cuenca de Páramo Andino con un modelo de lluvia-escorrentía

Trabajo de titulación previo a la obtención
del título de Ingeniera Ambiental

Autora: Gabriela Paola Muzha Yunga
C.I: 010564423-1
gabrielamuzha456a@hotmail.com

Director: Ing. Patricio Javier Crespo Sánchez, PhD.
C.I: 010257277-3

Asesor de tesis: Ing. Juan Patricio Pesántez Vallejo, MSc.
C.I: 010489453-0

CUENCA – ECUADOR

14 -agosto -2020



Resumen

El conocimiento de los procesos de precipitación-escorrentía de las cuencas montañosas es crucial en términos de recursos hídricos para garantizar la protección de los servicios que brindan estos ecosistemas. En esta investigación, se presenta un enfoque de modelación basado en hipótesis múltiples, con el objetivo de identificar una estructura y conjunto de parámetros que más se aproximen al comportamiento de una cuenca de Páramo Andino. Para esto, se conceptualizaron seis estructuras con diferente complejidad que simulan la respuesta hidrológica del sistema. Se utilizaron funciones matemáticas para definir la transferencia de agua de lluvia a caudal pasando a través de “compartimentos” dentro de la cuenca. Los parámetros del modelo se calibraron con el algoritmo genético NSGA-II. Con base en los resultados, se demostró que la estructura VI de mayor complejidad (diez parámetros), es la mejor representación del sistema con un alto desempeño en la validación ($NSE=0.86$ y $\log NSE= 0.78$). La estructura V con seis parámetros también pudo capturar los procesos hidrológicos satisfactoriamente ($NSE=0.83$ y $\log NSE= 0.83$). La principal contribución al rendimiento del agua para las estructuras (VI y V) durante la estación más lluviosa proviene del flujo de agua lateral, otorgado por los reservorios orgánico y mineral. Aunque la adición de un reservorio de roca fracturada generó mejoras en los parámetros de bondad de ajuste del modelo, estas mejoras no fueron mayores. Finalmente, mediante este estudio se puede asegurar que para modelar la hidrología de Páramo es necesario incluir reservorios de respuesta rápida y lenta.

Palabras Clave: Páramo. Procesos hidrológicos. Estructuras conceptuales. Modelación hidrológica. NSGA II.

Abstract

Knowledge of precipitation-runoff processes of mountain basins is crucial in terms of water resources to assure the protection of ecosystem services. In this research, a multiple hypotheses modeling approach is presented, with the objective of identifying a structure and set of parameters that most closely approximate the behavior of an Andean Páramo basin. For this, six structures with different complexity were conceptualized to simulate the hydrological response of the system. Mathematical functions were used to define the transfer of rain water to discharge passing through “compartments” within the basin. Model parameters were calibrated with the NSGA-II genetic algorithm. Based on the results, it was demonstrated that the most complex structure VI (ten parameters), is the best representation of the system with a high performance in validation ($NSE=0.86$ and $\log NSE=0.78$). Structure V with six parameters was also able to capture the hydrological processes successfully ($NSE=0.83$ y $\log NSE=0.83$). The main contribution to water yield for structures (VI and V) during the rainiest season comes from the lateral water flow, provided by the organic and mineral reservoirs. Although the addition of a fractured rock reservoir generated improvements in the goodness-of-fit parameters of the model, these improvements were not major. Finally, through this study, it can be assured that to model Páramo hydrology, it is necessary to include fast and slow response reservoirs.

Keywords: Páramo. Hydrological processes. Conceptual structures. Hydrologic modeling. NSGA II.



Índice de Contenido

| | |
|--|-----|
| Resumen..... | ii |
| Abstract..... | iii |
| Dedicatoria | ii |
| Agradecimientos | iii |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 Problemática y justificación | 1 |
| 1.2 Objetivos | 3 |
| 1.2.1 Objetivo general | 3 |
| 1.2.2 Objetivos específicos..... | 3 |
| 1.3 Marco teórico | 3 |
| 1.3.1 Modelación..... | 3 |
| 1.3.2 Conceptualización de los procesos hidrológicos..... | 5 |
| 1.3.3 Calibración | 6 |
| 1.3.4 Validación | 9 |
| 2. MATERIALES | 10 |
| 2.1 Sitio de estudio | 10 |
| 2.2 Descripción de los datos..... | 12 |
| 3. METODOLOGÍA | 13 |
| 3.1 Control de calidad de los datos | 13 |
| 3.2 Conceptualización de las estructuras para la prueba de múltiples hipótesis | 14 |
| 3.2.1 Estructura I | 14 |
| 3.2.2 Estructura II..... | 14 |
| 3.2.3 Estructura III | 14 |
| 3.2.4 Estructura IV | 15 |
| 3.2.5 Estructura V..... | 15 |
| 3.2.6 Estructura VI..... | 15 |
| 3.3 Ecuaciones del balance hidrológico | 19 |
| 3.4 Funciones de transferencia..... | 20 |
| 3.5 Cálculo del almacenamiento del agua en el suelo | 21 |
| 3.6 Calibración | 21 |
| 3.7 Evaluación del desempeño y selección del modelo | 23 |
| 3.7.1 Sesgo porcentual (PBIAS) | 23 |
| 3.7.2 Funciones de distribución acumulativa (curva de duración de flujo - CDF)..... | 24 |
| 3.7.3 Incertidumbre | 24 |
| 3.7.4 Criterio de información de Akaike (AIC) | 24 |
| 3.7.5 Criterio de información Bayesiano (BIC) | 25 |

| | |
|---|----|
| 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN | 26 |
| 4.1 Características hidrológicas para el período de estudio | 26 |
| 4.2 Calibración | 26 |
| 4.3 Rendimiento del modelo | 28 |
| 4.4 Análisis de las funciones de distribución acumulativa (curva de duración de flujo - CDF) .. | 31 |
| 4.5 Análisis del Criterio de Información de Akaike y el Criterio de Información Bayesiano | 32 |
| 4.6 Selección de la estructura del modelo | 32 |
| 5. CONCLUSIONES | 37 |
| 6. RECOMENDACIONES | 38 |
| 7. REFERENCIAS | 39 |

Índice de Figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1.Principales fuentes de agua de generación de escorrentía en la cuenca Zhurucay. SW, agua de manantial; RF, lluvia; HS1, Histosol; AN1, Andosol. Flechas rojas, contribución proporcional de cada fuente al flujo; línea negra punteada, extensión variable del área contribuyente; línea azul punteada, interacción roca madre-suelo; cruz azul, ubicación del agua de manantial. | 6 |
| Figura 2.Diagrama de clasificación no dominada. (a) Los puntos A – E del primer frente dominan todas las soluciones de los frentes que avanzan F – I y pertenecen al rango 1. (b) Distancia de apilamiento. . | 7 |
| Figura 3.Diagrama del NSGA-II..... | 9 |
| Figura 4.Ubicación del área de estudio: cuenca del río Zhurucay, Azuay, Ecuador..... | 11 |
| Figura 5.Flujo de trabajo | 13 |
| Figura 6.Estructuras que conceptualizan el funcionamiento de una cuenca de Páramo Andino. P, precipitación; ETa, evapotranspiración actual; Q, flujo lateral; R, percolación; S, almacenamiento de agua en el suelo; Smax, capacidad máxima de retención de humedad del suelo; SOF, flujo superficial por exceso de saturación; Sfc, umbral de agua requerido para que se genere el flujo en el suelo; S _{rf} , umbral de agua en la capa de roca fracturada; Ah, horizonte orgánico del Andosol; CAh, horizonte mineral del Andosol; Ah – H, horizonte orgánico del Andosol e Histosol; CAh – H, horizonte mineral del Andosol e Histosol; Ah – CAh, horizonte orgánico y mineral del Andosol; H – CH, horizonte orgánico y mineral del Histosol; RF, la capa de roca fracturada..... | 18 |
| Figura 7.Valores de las funciones objetivo (frente de Pareto) derivados de la calibración multiobjetivo (NSGA- II) que pertenecen a la población de parámetros. El círculo rojo corresponde al punto de referencia de la mejor solución para (1 – NSE) y (1 – logNSE) representada por “S”. | 27 |
| Figura 8. Descarga observada y la mejor simulación en una escala logarítmica. Los rangos de simulación se derivaron de la población de parámetros mostrados como frentes de Pareto en la Figura 7 con los rangos de parámetros dados en la Tabla 11. Las bandas de incertidumbre de predicción del 90% indican la variabilidad de los parámetros..... | 30 |
| Figura 9.Curvas de duración de flujo observado y simulado por hora..... | 31 |
| Figura 10.Valores de Δ AIC y Δ BIC en el período de calibración y validación para las seis estructuras | 32 |
| Figura 11.Componentes de flujo correspondiente a cada reservorio de las estructuras V y VI en el período de validación. Qup, reservorio orgánico del Andosol; Qlow, reservorio mineral del Andosol; QH, reservorio orgánico y mineral del Histosol (Estructura V y VI); RF, reservorio de roca fracturada. | 36 |



Índice de Tablas

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Propiedades hidrofísicas para cada tipo de suelo y horizonte de la microcuenca, descritos en la literatura (Crespo et al., 2012; Lazo et al., 2019; Aucapiña & Marín, 2014)..... | 12 |
| Tabla 2. Variables de las diferentes estructuras | 16 |
| Tabla 3. Parámetros del modelo | 16 |
| Tabla 4. Número de parámetros calibrados..... | 16 |
| Tabla 5. Ecuaciones utilizadas en el desarrollo de las estructuras conceptuales..... | 17 |
| Tabla 6. Balance de almacenamiento de agua en el suelo..... | 19 |
| Tabla 7. Funciones de transferencia lineal y no lineal | 20 |
| Tabla 8. Valores de referencia para NSE y PBIAS empleados en la evaluación del rendimiento del modelo..... | 22 |
| Tabla 9. Parámetros del NSGA -II | 23 |
| Tabla 10. Comparación de las estructuras en el período de calibración y validación..... | 28 |
| Tabla 11. Valores de los parámetros calibrados..... | 34 |
| Tabla 12. Porcentaje de flujo de cada reservorio por estación | 35 |



Cláusula de licencia y autorización para publicación en el Repositorio Institucional

Gabriela Paola Muzha Yunga en calidad de autora y titular de los derechos morales y patrimoniales del trabajo de titulación “Evaluación del método de múltiples-hipótesis para la conceptualización de procesos hidrológicos en una cuenca de Páramo Andino con un modelo de lluvia-escorrentía”, de conformidad con el Art. 114 del CÓDIGO ORGÁNICO DE LA ECONOMÍA SOCIAL DE LOS CONOCIMIENTOS, CREATIVIDAD E INNOVACIÓN reconozco a favor de la Universidad de Cuenca una licencia gratuita, intransferible y no exclusiva para el uso no comercial de la obra, con fines estrictamente académicos.

Asimismo, autorizo a la Universidad de Cuenca para que realice la publicación de este trabajo de titulación en el repositorio institucional, de conformidad a lo dispuesto en el Art. 144 de la Ley Orgánica de Educación Superior.

Cuenca, 14 de agosto de 2020

Gabriela Paola Muzha Yunga

C.I: 0105644231



Cláusula de Propiedad Intelectual

Gabriela Paola Muzha Yunga, autora del trabajo de titulación “Evaluación del método de múltiples-hipótesis para la conceptualización de procesos hidrológicos en una cuenca de Páramo Andino con un modelo de lluvia-escurrentía”, certifico que todas las ideas, opiniones y contenidos expuestos en la presente investigación son de exclusiva responsabilidad de su autora.

Cuenca, 14 de agosto de 2020

Gabriela Paola Muzha Yunga

C.I: 0105644231



Dedicatoria

A Dios, porque sin él no hubiera sido posible alcanzar un logro más en mi vida.

A mis padres, en especial a mi mamá, por brindarme su apoyo incondicional en los momentos de mayor incertidumbre. Por ser mi motor de inspiración y enseñarme a que siempre sea perseverante.

A mis queridos abuelos, Luis y María que son la razón de mi existir y me estuvieron acompañando a lo largo de esta travesía.

A mis tíos, que, a pesar de no mencionarles a todos, cada uno de ellos saben el gran apoyo que fueron para mí.

En fin, a todos mis amigos y demás familia, que de una u otra forma contribuyeron para llevar a cabo esta tesis.



Agradecimientos

Expresar mi más profundo agradecimiento al Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales (iDRHICA) de la Universidad de Cuenca, por la oportunidad brindada para el desarrollo de esta tesis, de manera especial al Ing. Patricio Crespo y al Ing. Juan Pesántez que fueron mi guía y depositaron la confianza en mí, desde el primer momento que solicité ayuda.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Problemática y justificación

Los ecosistemas de alta montaña desempeñan un papel clave en cuanto a la provisión de recursos hídricos para las comunidades río abajo de estos. La alta capacidad de regulación hídrica de algunos de ellos permite la producción sostenida de agua para las mismas (Liniger, Weingartner, & Grosejean, 1998; Viviroli, Du, Messerli, Meybeck, & Weingartner, 2007). Estos ecosistemas también constituyen las cabeceras de los principales ríos del mundo (UNESCO, 2013). Particularmente, en las zonas húmedas su aporte puede representar alrededor del 60% del agua total disponible en la salida de una cuenca (Liniger et al., 1998). A pesar de lo anterior, los recursos generados en las montañas en especial los recursos hídricos están siendo afectados significativamente por el cambio climático, que altera la calidad y cantidad de los mismos (Dwarakish & Ganasri, 2015; Fort, 2015; IPCC, 2015). Dentro de los hallazgos más importantes se ha reportado posibles alteraciones en la temperatura, precipitación, régimen de escorrentía, etc., pudiendo llegar a afectar no solo la calidad y cantidad de agua sino también todo el equilibrio (flora y fauna) de los ecosistemas (Foster, Bearup, Molotch, Brooks, & Maxwell, 2015; Morán-tejeda et al., 2014; Pribulick et al., 2016; UNESCO, 2013).

En América del Sur, las montañas de los Andes de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú albergan un ecosistema único de pastizales neotropicales de gran altitud llamado Páramo, con una extensión aproximadamente de $35\,824\text{ km}^2$ (Hofstede et al., 2014). El ecosistema neotropical comprende el 6% del territorio ecuatoriano (Mena & Hofstede, 2006) y proporciona servicios ambientales de vital importancia (Buytaert, Céleri, et al., 2006; Céleri & Feyen, 2009; Martin, Ely, & Wemple, 2019). El más notable de esos servicios incluye el suministro permanente de agua dulce para las ciudades de la región andina (Gil & Tobón, 2016). En estas ciudades las personas emplean el agua principalmente para beber, además de otros usos como: el consumo doméstico, el riego agrícola, la generación de energía hidroeléctrica y la industria (Céleri & Feyen, 2009).

El Páramo, es uno de los entornos de montaña que está claramente expuesto al cambio climático (Vuille, Bradley, Werner, & Keimig, 2003). En la región, es evidente un mayor incremento de la temperatura en comparación con las zonas bajas (Bradley, Vuille, Diaz, & Vergara, 2006), lo que podría conllevar algún efecto en la tasa de evapotranspiración (Buytaert, Céleri, & Timbe, 2009). Por otra parte, un cambio en el patrón de la precipitación afectaría la producción de escorrentía en la cuenca (Buytaert et al., 2009; Mora, Campozano, Cisneros, Wyseure, &

Willems, 2014). Estas alteraciones modifican el equilibrio hidrológico del sistema y a su vez el flujo que se genera para las comunidades, especies y la infraestructura (Flores-López, Galaiti, Escobar, & Purkey, 2016). Poniendo todo lo anterior en riesgo, la disponibilidad de agua y el bienestar humano.

El importante rol que cumple el Páramo y su sensibilidad hace que el ecosistema requiera una mejor comprensión de su hidrología para estudiar los efectos del cambio climático. Es aquí donde entra en juego la modelación, como una herramienta fundamental para científicos y tomadores de decisiones, que están vinculados a la gestión de los recursos hídricos (Ekenberg, 2016). Además, esta herramienta desde un enfoque de múltiples hipótesis ofrece mayor ventaja frente a la elección de un único modelo, para representar un entorno hidrológico complejo sujeto a diversas interpretaciones y descripciones matemáticas (Neuman, 2003).

La modelación se ha venido usando en algunas cuencas andinas del Ecuador. En general la investigación ha demostrado que: (1) un modelo conceptual agrupado que utiliza los principios del enfoque mecanicista basado en datos, podría constituir una opción aceptable para modelar la descarga en cuencas medianas (Céleri, Willems, & Feyen, 2010), (2) las estructuras con dos y tres reservorios están en la capacidad de simular la escorrentía (Crespo et al., 2012), (3) la hidrología del ecosistema está dominada por el flujo superficial bajo el subsuelo (Mosquera, Segura, et al., 2016), (4) el tiempo de tránsito medio (TTM) en los Histosoles es mayor que en los Andosoles y para ambos tipos de suelo los TTM aumentan con la profundidad (Lazo, Mosquera, McDonnell, & Crespo, 2019). Aunque existen varios estudios, pocos son los que conceptualizan los procesos de las cuencas de Páramo Andino mediante el enfoque de múltiples hipótesis, abordando de esta manera varias perspectivas para hacerlas comparables.

La experiencia práctica con la calibración de los modelos hidrológicos sugiere, que las técnicas automáticas basadas en la optimización multiobjetivo son esenciales para que las simulaciones del modelo coincidan con diferentes aspectos del comportamiento de la cuenca (Guo et al., 2014). Haciendo frente a las limitaciones de la calibración que se apoya en una función de objetivo único. De hecho, este último método ha sido muy criticado por varias razones (Fenicia, Savenije, Matgen, & Pfister, 2007). En parte una sola función objetivo puede mejorar el error de la simulación de algunos aspectos dejando a expensas otros. Por otro lado, con un solo criterio de rendimiento se vuelve difícil capturar y explotar toda la información que está presente en los datos.

Es así que se mantiene una brecha de conocimiento en este campo. Esta brecha más que nada está relacionada con los procesos que gobiernan la transformación de precipitación en escorrentía y el método que usaremos permitirá abordar de mejor manera. En este contexto, el presente estudio se centra en la conceptualización de los procesos hidrológicos de una cuenca de Páramo Andino, en diferentes estructuras para determinar la hipótesis que sustente el comportamiento del sistema.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

- Evaluar el método de múltiples-hipótesis con un modelo de lluvia-escorrentía para la conceptualización de procesos hidrológicos en una cuenca de Páramo Andino.

1.2.2 Objetivos específicos

- Establecer estructuras conceptuales de un modelo hidrológico basado en el conocimiento actual del funcionamiento de cuencas de Páramo Andino.
- Plantear funciones de transferencia a ser aplicadas para el movimiento de agua dentro de las estructuras propuestas.
- Validar y calibrar los modelos para la selección del método que mejor se ajuste al comportamiento hidrológico de la cuenca de estudio.

1.3 Marco teórico

1.3.1 Modelación

Un modelo representa una aproximación simplificada de la realidad (Devia, Ganasri, & Dwarakish, 2015). En la hidrología, los modelos se encargan de describir matemáticamente los procesos hidrológicos más relevantes de una cuenca hidrográfica y su interrelación al momento de originar una respuesta ante un factor externo como la precipitación (Clark, Kavetski, & Fenicia, 2011). Por lo general, los modelos de lluvia-escorrentía utilizan ecuaciones para reflejar estos procesos, que consisten en un conjunto de parámetros y variables (Jung, Choi, & Kim, 2017). En los últimos años han sido utilizados cada vez más los modelos como una herramienta valiosa para comprender y gestionar actividades naturales y humanas que afectan las cuencas hidrográficas (Zhang, Srinivasan, & Van Liew, 2010). Entre las aplicaciones más comunes figuran la evaluación del impacto del cambio climático y el uso del suelo sobre los recursos hídricos (Chiew, 2010; Devi et al., 2015).

Existe una amplia gama de modelos con sus propias características y se clasifican en función de tres aspectos: su distribución en el espacio, la aleatoriedad y la conceptualización de los procesos (Dwarakish & Ganasri, 2015). Primero, en base a la variabilidad espacial se puede hacer referencia a los modelos como agrupados o agregados, distribuidos y semidistribuidos. Los modelos agrupados se fundamentan en el supuesto de que toda la cuenca es homogénea y la representan como una sola unidad. En contraste, los modelos distribuidos discretizan el medio físico a estudiar en varias unidades pequeñas (Chow, Maidment, & Mays, 1988). Los modelos semidistribuidos dividen a la cuenca en subcuencas y unidades de respuesta hidrológica (Dwarakish & Ganasri, 2015). Segundo, los modelos se pueden describir como estocásticos y deterministas. Los modelos estocásticos generan diferentes valores de salida para un solo conjunto de entradas, mientras que los deterministas no consideran aleatoriedad, producen la misma salida para un único conjunto de valores (Devi et al., 2015; Sarkar & Kumar, 2012). Tercero, de acuerdo a la conceptualización de los procesos hidrológicos, los modelos son: físicos, conceptuales y empíricos. Los primeros modelos, incluyen una interpretación física de un fenómeno real (Devi et al., 2015). Los modelos conceptuales, consideran de una manera simplificada las leyes físicas. Por último, los modelos empíricos describen muy poco su estructura interna, sin tomar en cuenta la física de los procesos estudiados (Dwarakish & Ganasri, 2015).

Los modelos más populares para comprender la transformación de precipitación en escorrentía son los denominados modelos conceptuales, ya que no requieren gran cantidad de información (Paik, Kim, Kim, & Lee, 2005; Toledo, Muñoz, & Zambrano-bigiarini, 2015). La descarga puede ser simulada únicamente con registros de precipitación y evaporación como datos de entrada (Chiew, 2010). Estos modelos conceptualizan la cuenca como una serie de reservorios interconectados (Devi et al., 2015). Su grado de complejidad varía conforme la estructura, las funciones que utiliza y la cantidad de componentes que modela (Chiew, 2010). Los resultados de la modelación dependerán en gran parte de la selección de una estructura adecuada del modelo. En este aspecto, el marco de múltiples hipótesis nos ayuda a formular, construir y probar representaciones alternativas del sistema general y de los procesos individuales, permitiendo de manera definitiva establecer la representación más cercana a la realidad (Clark, Kavetski, et al., 2011).

1.3.2 Conceptualización de los procesos hidrológicos

Los procesos hidrológicos resultan de las interacciones entre los factores climáticos y las características del paisaje que ocurren en diferentes escalas espaciales y temporales (Sivakumar, 2008). En la modelación, la conceptualización de dichos procesos constituye una etapa fundamental y depende del enfoque que utilice cada hidrólogo para describir el comportamiento de la cuenca. Conceptualizar todo el sistema es muy complejo, por esta razón se debe considerar los procesos dominantes que controlen la hidrología del sistema (Sivakumar, 2008). En los paisajes andinos como la cuenca de estudio, el suelo es el descriptor fisiográfico más sobresaliente de la respuesta hidrológica (Correa et al., 2017).

Estudios previos en el sitio han identificado que la hidrología del ecosistema está dominada por el flujo subsuperficial (Crespo et al., 2011; Crespo et al., 2012; Mosquera, Célleri, et al., 2016). Sin embargo, los procesos que controlan el suministro de agua a la red de drenaje experimentan una dinámica temporal (Correa et al., 2017). Durante la estación más húmeda, prevalece la contribución del horizonte orgánico del suelo (Correa et al., 2017). En los meses con menor precipitación, es más relevante el aporte de los manantiales, que podría ser agua generada a partir del horizonte mineral y la parte superior de la roca fracturada (Crespo et al., 2012; Mosquera, Segura, et al., 2016). La fracción de agua previa a un evento también constituye un factor determinante en el rendimiento hídrico de la cuenca (Correa et al., 2017). De esta variable depende el horizonte que contribuirá a la descarga (Crespo et al., 2011).

En la zona es muy baja la posibilidad que se produzca el flujo hortoniano. En efecto, la conductividad hidráulica saturada de la capa superior del suelo es más alta que la intensidad típica de la precipitación (Crespo et al., 2011; Mosquera, Célleri, et al., 2016). Si acontece el flujo superficial estaría dado principalmente por exceso de saturación en el suelo y la cercanía a los cuerpos de agua (Correa et al., 2017; Crespo et al., 2012). Aun así, este flujo es insignificante frente a los otros componentes (Crespo et al., 2012). Del mismo modo, la contribución de agua subterránea profunda suele ser mínima (Mosquera, Lazo, Célleri, Wilcox, & Crespo, 2015) y en la mayoría de los estudios no se considera (Crespo et al., 2011; Mosquera, Célleri, et al., 2016).

Investigaciones recientes han analizado las firmas isotópicas de las fuentes de agua y señalan que en cada tipo de suelo se producen diferentes mecanismos. En los Andosoles localizados en el medio de la pendiente, se genera un flujo preferencial lateral en el horizonte orgánico poco profundo (Mosquera, Célleri, et al., 2016). En los Histosoles se desarrolla un flujo pistón,

cuando la precipitación desplaza el agua acumulada en su estructura hacia la corriente (Mosquera, Céleri, et al., 2016). A lo largo de los períodos húmedos, al existir un aumento en el nivel del agua, el área ribereña (Histosoles) se expande y establece una conectividad hidrológica con el flujo lateral desde las laderas hasta la red de drenaje. Este mecanismo controla la generación de procesos rápidos de flujo en los horizontes superiores (Correa et al., 2017), como se puede apreciar en la *Figura 1*. En el momento que cesa la precipitación, la humedad que se acumuló en los suelos permite la existencia de un flujo de agua continuo, hasta que el sistema alcance su condición de estabilidad (Lazo et al., 2019).

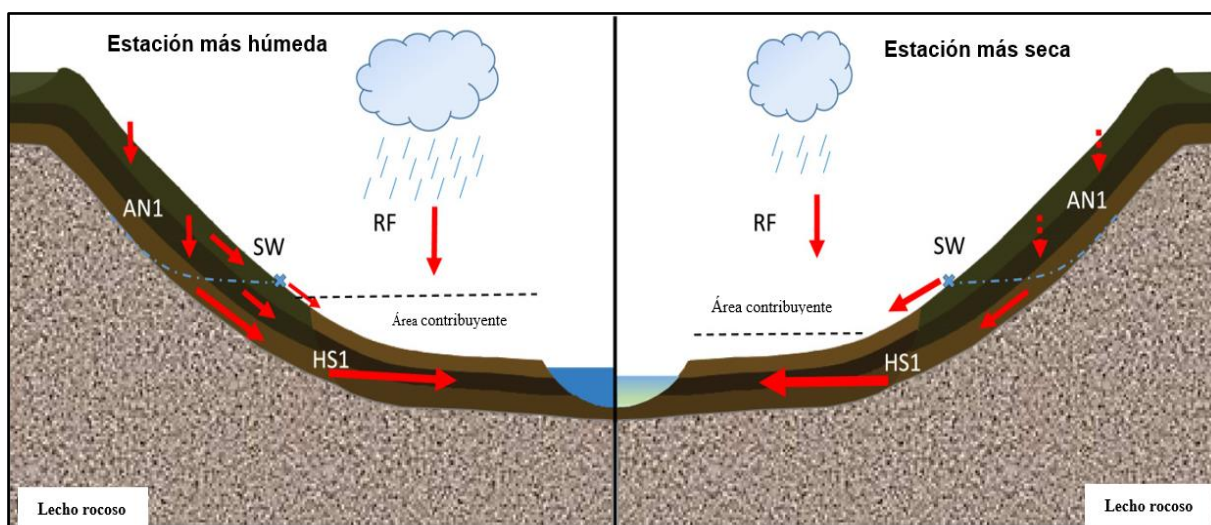


Figura 1. Principales fuentes de agua de generación de escorrentía en la cuenca Zhurucay. SW, agua de manantial; RF, lluvia; HS1, Histosol; AN1, Andosol. Flechas rojas, contribución proporcional de cada fuente al flujo; línea negra punteada, extensión variable del área contribuyente; línea azul punteada, interacción roca madre-suelo; cruz azul, ubicación del agua de manantial.

Fuente: (Correa et al., 2017)

1.3.3 Calibración

La calibración juega un rol de crucial importancia dentro de la modelación. Permite la estimación de los valores de los parámetros a partir de rangos de parámetros conocidos, con la finalidad de conseguir un ajuste lo más aproximado posible entre las variables observadas y simuladas (Soon & Madsen, 2005). Se puede hacer de una forma manual o automática. El proceso manual se vuelve complejo cuando aumenta el número de parámetros, debido a sus efectos similares o compensatorios (Chin, 2013). La calibración automática también presenta un inconveniente puesto que, la solución óptima estará dada con respecto a la función objetivo utilizada en un caso específico (Chin, 2013).

1.3.3.1 Optimización multiobjetivo:

En el contexto de la calibración multiobjetivo, el problema de optimización se puede describir de la siguiente manera (Zhang, Srinivasan, & Van Liew, 2010): se debe encontrar el conjunto de parámetros x^* que optimizará el vector de función objetivo, $F(x) = [f_1(x), f_2(x), \dots, f_m(x)]$. Como hay varias funciones que necesitan ser optimizadas simultáneamente y cada una de ellas prefieren diferentes soluciones de parámetros, es difícil encontrar una solución única. El resultado que se obtenga será un grupo de soluciones de parámetros con compensaciones entre las diferentes funciones objetivo y es conocido como el conjunto *Óptimo de Pareto* (Soon & Madsen, 2005). Las soluciones que pertenezcan a este conjunto no están dominadas por otras soluciones (*ver Figura 2*) y no existe otra alternativa que mejore en un objetivo sin empeorar al menos uno de los otros (Zhang, Srinivasan, & Van Liew, 2010). A los vectores de función objetivo que conforman el óptimo de Pareto se les denomina frente de Pareto. En el caso de un problema de minimización, se dice que un vector de función objetivo $F(x')$ domina a otro vector de función objetivo $F(x)$, si:

$$\forall i \in \{1, 2, \dots, m\}, f_i(x') \leq f_i(x) \wedge \exists i \in \{1, 2, \dots, m\}, f_i(x') < f_i(x)$$

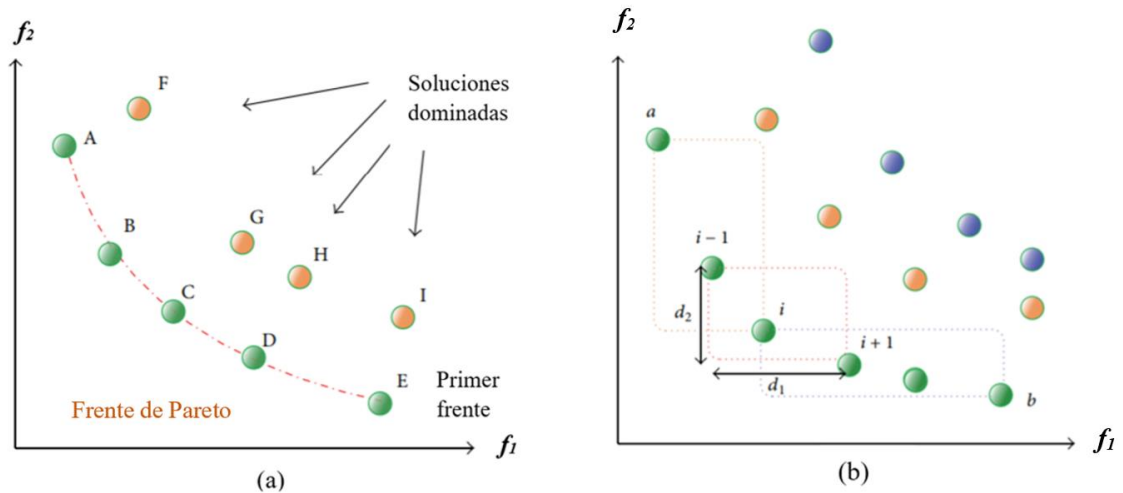


Figura 2. Diagrama de clasificación no dominada. (a) Los puntos A – E del primer frente dominan todas las soluciones de los frentes que avanzan F – I y pertenecen al rango 1. (b) Distancia de apilamiento.

Fuente: (Wang, Tu, & Chen, 2015)

1.3.3.2 NSGA-II

El método de calibración automatizada basado en la optimización ha sido aplicado en una considerable cantidad de literatura científica en los últimos años (Guo et al., 2014). El algoritmo genético de clasificación no dominada II (NSGA-II) (Deb, Pratap, Agarwal, & Meyarivan, 2002), es uno de los algoritmos más empleados en la hidrología para la calibración de modelos: empíricos (De Vos & Rientjes, 2007; Guo et al., 2014), conceptuales (Jung et al., 2017; Soon & Madsen, 2005), semidistribuidos (Zhang et al., 2010) y distribuidos (Zhang, Moreira, & Corte-Real, 2016).

El NSGA-II se basa en la clasificación rápida no dominada, un mecanismo de preservación de la diversidad, el principio elitista y los operadores de reproducción de descendientes (Guo et al., 2014; Wang et al., 2019). El algoritmo clasifica a cada solución de acuerdo a su rango de no dominación (Deb, 2001), como se indica en la *Figura 2a*. Las soluciones con clasificaciones más altas sobreviven y se seleccionan para reproducirse (Wang et al., 2019). En el caso de que algunas soluciones se encuentren en el mismo rango, una clasificación secundaria en base a la distancia de apilamiento (ver *Figura 2b*) ayuda a una mayor discriminación (Deb, 2001; Wang et al., 2019). La preservación de la diversidad del conjunto de soluciones no dominadas, está limitada por las distancias de apilamiento más altas (Guo et al., 2014). El principio de elitismo implícito permite que las mejores alternativas se conserven dentro de la población (Wang et al., 2019).

El algoritmo utiliza los operadores de cruce binario simulado y los operadores de mutación polinómica para crear la nueva población de los descendientes (hijos) a partir de los padres seleccionados (Wang et al., 2019). El operador de cruce combina dos soluciones para generar dos nuevas alternativas que sean mejores. El operador de mutación modifica una solución para crear otra con características más sobresalientes. Ambos operadores (cruce y mutación) involucran parámetros importantes que pueden afectar significativamente el rendimiento de NSGA-II, que son los índices de distribución de cruce y de mutación. Estos índices determinan la posición de las soluciones de los descendientes en relación con las soluciones de los padres (Zhang et al., 2016). Además, dos parámetros importantes constituyen la tasa de mutación y de cruce que controlan la posibilidad de que cada solución se someta a los procesos de cruce y mutación respectivamente (Wang et al., 2019).

En la *Figura 3* se describe el procedimiento del NSGA-II. El algoritmo genético comienza con la búsqueda de un conjunto aleatorio de soluciones. Una vez que se crea una población de soluciones, cada una se evalúa y se les asigna una aptitud. Posteriormente se verifica una condición de terminación. Si dicho criterio no se cumple, los operadores genéticos modifican la población de las soluciones y se crea una nueva (Deb, 2001). El proceso se repite hasta que culmine el número de evaluaciones.

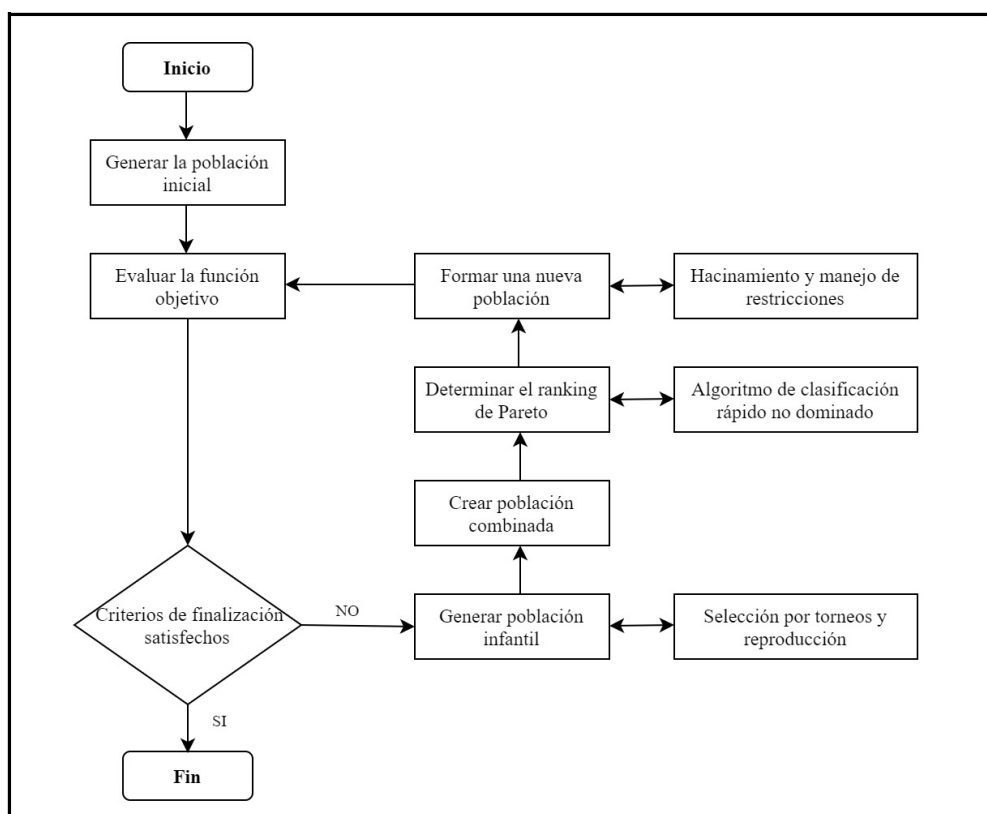


Figura 3.Diagrama del NSGA-II

Fuente: (Soon & Madsen, 2005)

1.3.4 Validación

Aunque se haya obtenido un buen ajuste del modelo durante la calibración no significa que sea válido, ni suficiente para ser aceptado. Es necesario un proceso de validación para verificar la capacidad de predicción de los modelos, utilizando datos observados en el campo de un periodo diferente al de calibración y los parámetros ya establecidos (Refsgaard, 1997). Se puede decir que un modelo se ha validado cuando su precisión y capacidad predictiva está dentro de los límites aceptables definidos (Chin, 2013). En un ámbito más estricto, para que el modelo sea válido, además de ajustarse a los datos observados, debe hacerlo por las razones correctas (Chin, 2013).

2. MATERIALES

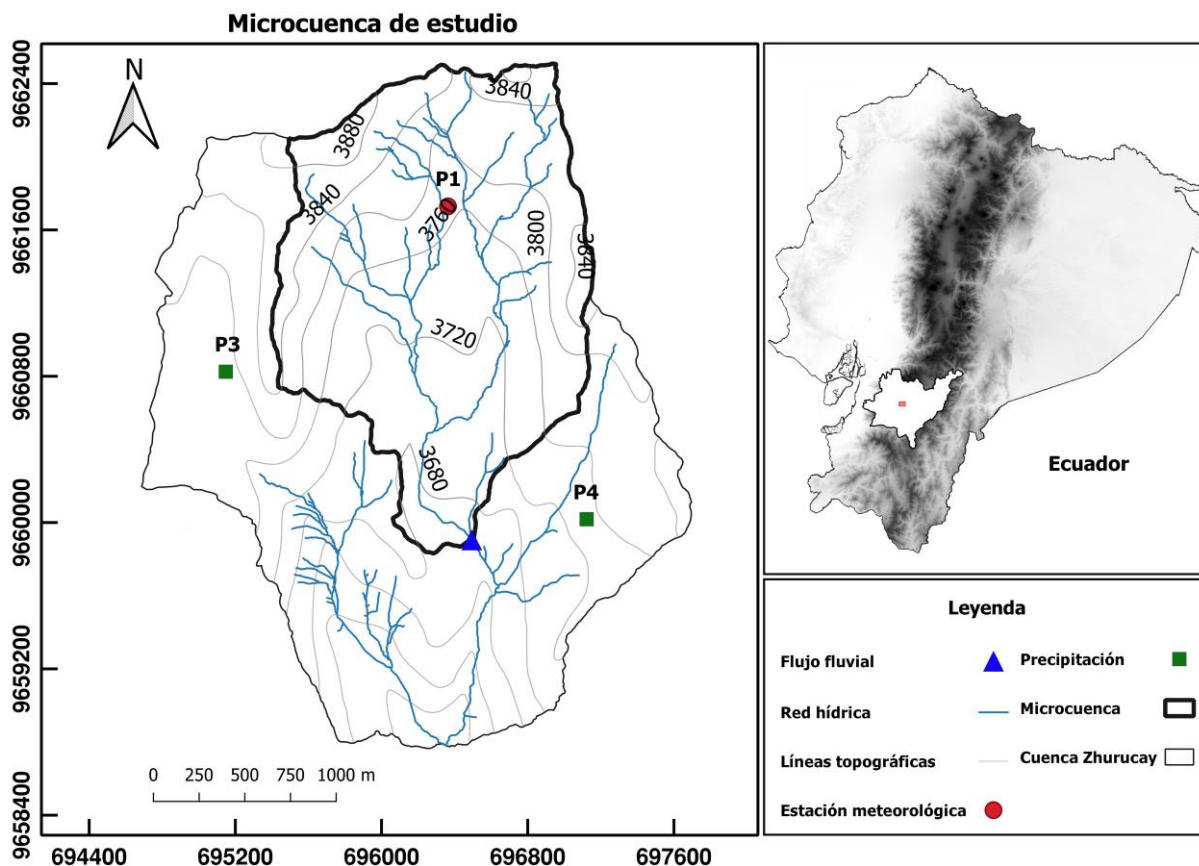
2.1 Sitio de estudio

El sitio de estudio forma parte de la cuenca del río Zhurucay, que es considerada una cuenca cabecera de suma importancia dentro de la zona de El Macizo Cajas (Carrillo-Rojas, Silva, Rollenbeck, Célleri, & Bendix, 2019). Tiene un área de 3.28 km^2 y está ubicada entre las coordenadas (X:696460.16 m; Y: 9662481.97 m) y (X:696493.57 m; Y: 9659904.61 m), en referencia al datum WGS84 y la proyección UTM 17 Sur (*Figura 4*). La cuenca se encuentra en un rango altitudinal entre 3660 y 3900 *m s.n.m.* El clima en la zona está influenciado principalmente por el régimen del Pacífico y la cuenca del Amazonas (Buytaert, Celleri, Willems, Bièvre, & Wyseure, 2006; Vuille & Bradley, 1999), lo que resulta en precipitaciones que acontecen casi a diario (Mosquera et al., 2015). La precipitación anual es de alrededor de 1254 mm y muestra poca variación estacional, siendo los meses (agosto – octubre) generalmente los menos húmedos (Mosquera et al., 2015; Mosquera, Célleri, et al., 2016). La mayor parte del tiempo, la cuenca experimenta intensidades bajas de lluvia, aproximadamente el 10% de los eventos superan los 10 mm/h (Crespo et al., 2012). La descarga promedio anual es de $24.9 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ al año y el coeficiente de escorrentía es 0.63 (Mosquera et al., 2015).

Esta región montañosa tiene una humedad relativa promedio del 91% (Padrón, Wilcox, Crespo, & Célleri, 2015), con una temperatura de 6.1°C , en algunas ocasiones puede disminuir a $0,4^\circ\text{C}$ y en otras alcanzar valores máximos de 14.2°C (Carrillo-Rojas et al., 2019). La radiación solar diaria que llega al sitio es de $13,73 \text{ MJ/m}^2$, lo que implica una evapotranspiración actual de $635 \pm 9 \text{ mm}$ por año (Carrillo-Rojas et al., 2019). Las velocidades del viento varían estacionalmente, los meses de mayo a septiembre tienen valores más altos con un promedio de 4.5 m/s a diferencia de los meses del resto del año, en los cuales el promedio es de 3 m/s (Padrón et al., 2015).

La geomorfología es de valle glacial con una pendiente promedio del 18 % (Mosquera et al., 2015). La geología se halla dominada por dos formaciones geológicas. Alrededor del 50% de la cuenca está cubierta por la Formación Quimsacocha, que comprende flujos basálticos con plagioclasas, feldespatos y piroclásticos andesíticos (Lazo et al., 2019). La Formación Turi se extiende en el 30% de la superficie y está integrada por brechas andesíticas toféceas, conglomerados y arenas estratificadas horizontales (Lazo et al., 2019). La fracción restante de la cuenca está cubierta por los Depósitos Cuaternarios (Mosquera, Segura, et al., 2016). La

primera Formación reviste el norte de la cuenca, la segunda está en el sur y los Depósitos Cuaternarios se encuentran en la parte central (Mosquera et al., 2015).



Los tipos de suelo predominantes incluyen los Andosoles e Histosoles (Crespo et al., 2012; Lazo et al., 2019; Mosquera et al., 2015). Los Andosoles son los suelos más extensos en la cuenca, cubren el 74% del área y están formados a partir de material volcánico (Mosquera et al., 2015). Estos suelos se sitúan en las laderas de los valles, poseen un alto contenido de carbono orgánico, en consecuencia, del ambiente húmedo, la temperatura y la presión atmosférica (Crespo et al., 2011). Las segundas unidades de suelo más comunes comprenden los Histosoles, que ocupan el 22% de la cuenca y se localizan en el fondo de los valles (Crespo et al., 2011; Mosquera et al., 2015). Son suelos que se caracterizan por la cantidad de fibras vegetales no descompuestas que se encuentran en su estructura (Crespo et al., 2011). Los estudios han mostrado que tales suelos se mantienen en condiciones saturadas casi todo el año y son los que controlan la producción y el almacenamiento del agua en la cuenca (Correa et al., 2017; Crespo et al., 2011).

Los Andosoles e Histosoles por lo general son suelos ácidos, extremadamente porosos, con gran capacidad para retener el agua y baja densidad aparente (Correa et al., 2017; Mosquera et al., 2015). Las propiedades de los primeros suelos varían de acuerdo a la posición fisiográfica, mientras que en los Histosoles son más uniformes (Mosquera, Célleri, et al., 2016). En ambos tipos de suelos, los horizontes orgánicos se superponen a un horizonte mineral C con gran contenido de arcilla (Carrillo-Rojas et al., 2019; Crespo et al., 2012). En la *Tabla 1* se ilustran sus propiedades hidrofísicas.

Tabla 1. Propiedades hidrofísicas para cada tipo de suelo y horizonte de la microcuenca, descritos en la literatura (Crespo et al., 2012; Lazo et al., 2019; Aucapiña & Marín, 2014).

| Tipo de suelo | Horizonte | Espesor (cm) | pF=0 (cm^3/cm^3) | pF=2.5 (cm^3/cm^3) | pF 4.2 (cm^3/cm^3) |
|---------------|-----------|--------------|------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Histosol | H | 70 | 0.89 – 0.90 | 0.62 – 0.63 | 0.13 – 0.26 |
| | C | 50 | 0.65 | 0.54 | 0.15 - 0.26 |
| Andosol | Ah | 30 – 40 | 0.72 – 0.83 | 0.62 – 0.69 | 0.23 - 0.63 |
| | C | 20 – 30 | 0.53 – 0.56 | 0.46 – 0.50 | 0.21 - 0.23 |

Leyenda: SOM, materia orgánica del suelo en %; Ks, conductividad hidráulica saturada en cm/h; pF, potencial matricial del suelo expresado como el \log_{10} (columna en cm), respectivamente, a la saturación, capacidad de campo y punto de marchitez y el correspondiente contenido de agua del suelo en (cm^3/cm^3) descrito por (Crespo et al., 2012).

La vegetación del ecosistema está dominada por el pajonal con un 73%, seguida de las almohadillas un 24%, bosque de pinos un 2% y el 1% ocupa el bosque de *Polylepis* (Mosquera et al., 2015). En el fondo de los valles comúnmente se encuentran los Árboles de *Polylepis* y las almohadillas, a diferencia de las laderas que están cubiertas con pajonal (Correa et al., 2017; Mosquera et al., 2015). La tierra en el sitio de estudio se usa para actividades de pastoreo relativamente ligero del ganado (Mosquera et al., 2015).

2.2 Descripción de los datos

Las simulaciones del modelo se realizaron utilizando datos históricos proporcionados por el Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales de la Universidad de Cuenca. La información incluye, la precipitación, la descarga y la evapotranspiración actual para el período 2016 – 2019. Los datos de precipitación se recopilieron de tres pluviómetros: uno marca Texas con resolución de 0.1 mm y los otros dos, marca Onset con resolución de 0.2 mm, ubicados sobre la cuenca y en sus inmediaciones como se puede ver en la *Figura 4* (P1, P3 y P4). El método del polígono de Thiessen se utilizó para calcular la precipitación media en el área de estudio. La descarga se midió con un vertedero rectangular localizado en la salida de la cuenca y los niveles de agua se registraron con un sensor inteligente de conductividad (CT2X,

Seametrics, Washington, USA). La transformación de los niveles en descarga se realizó en base al trabajo de (Gualpa, 2013). La evapotranspiración actual (ETa) se estimó con la torre Eddy Covariance de 3.6 m de altura, situada a 10 m de la estación meteorológica como se describe en (Carrillo-Rojas et al., 2019). Las series de datos ya cuentan con su respectivo preprocesamiento y solo estuvieron sujetas a un control de calidad.

3. METODOLOGÍA

La modelación hidrológica consistió en cuatro pasos principales (*Figura 5*): (1) el control de calidad de los datos; (2) la construcción de las estructuras; (3) la calibración y validación del modelado hidrológico; (4) el análisis del rendimiento de los modelos calibrados para la selección de la mejor estructura.

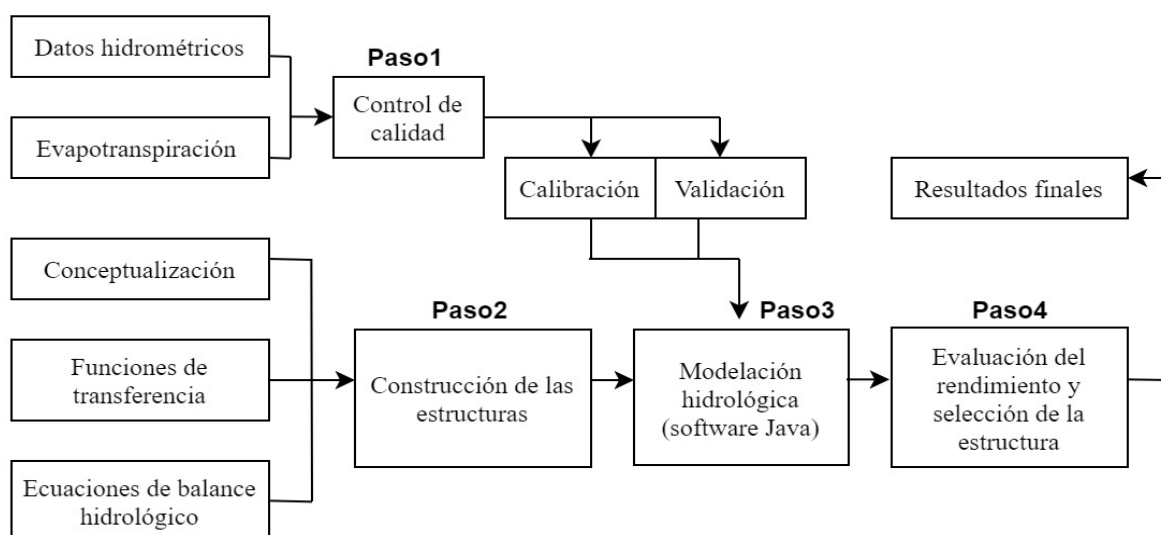


Figura 5.Flujo de trabajo

Fuente: Autora, 2020

3.1 Control de calidad de los datos

Para observar la coherencia de los datos de precipitación y escorrentía se realizó un análisis exploratorio gráfico para detectar datos faltantes, valores y comportamientos sospechosos. Además, se corroboró la similitud del coeficiente de escorrentía de la cuenca con algunos estudios (Correa et al., 2019; Mosquera et al., 2015).

3.2 Conceptualización de las estructuras para la prueba de múltiples hipótesis

3.2.1 Estructura I

En esta estructura se plantea un enfoque agrupado que conceptualiza a la cuenca con dos reservorios en paralelo: un depósito que simula el horizonte orgánico ($Ah - H$) superior de los suelos y un depósito que esquematiza el horizonte más profundo mineral (C_{Ah-H}) que está por debajo del horizonte orgánico del suelo. Esta hipótesis no toma en cuenta la roca fracturada y se fundamenta en base a las diferentes propiedades que presentan tanto el horizonte orgánico y mineral de Andosoles e Histosoles en conjunto (Lazo et al., 2019; Mosquera, Célleri, et al., 2016). En el primer reservorio, de respuesta rápida, la precipitación se convierte rápidamente en descarga a través del flujo subsuperficial. Además, drena hacia el horizonte mineral, que está representado por un segundo reservorio de respuesta lenta. Se ha reportado que este enfoque podría ser válido para modelar la hidrología de la cuenca de estudio (Albuja & Tenelanda, 2014; Crespo et al., 2012). Al ser una de las estructuras de modelo más simple, con una proporción del caudal que se simula a través de una vía rápida y el resto a través de una vía lenta, podría evitar la sobre parametrización y ayudar a una reducción de la incertidumbre.

3.2.2 Estructura II

Aparte de los hallazgos anteriores, se cree que la contribución de agua subterránea poco profunda a la descarga constituye una de las fuentes de flujo de importancia durante períodos secos (Correa et al., 2017; Crespo et al., 2011; Mosquera, Segura, et al., 2016). Para conceptualizar esta contribución dentro del modelo hidrológico se incluyó a la estructura I un tercer reservorio en paralelo de respuesta lenta, que representa la capa de roca fracturada (RF) y es alimentado por el flujo vertical desde el suelo hacia la roca.

3.2.3 Estructura III

Se ha evidenciado por varios autores que los suelos de la cuenca (Histosoles y Andosoles) funcionan de diferente forma (Mosquera, Célleri, et al., 2016). Los Andosoles, que son suelos de drenaje libre poseen propiedades menos uniformes (varían según la posición fisiográfica) en comparación a los Histosoles. A pesar que los suelos ribereños cubren solo una proporción relativamente pequeña de la cuenca controlan en parte la producción y el almacenamiento de agua (Lazo et al., 2019). Para capturar la dinámica de los elementos hidropedológicos relacionados con la organización del paisaje, se consideró la distribución espacial de los suelos mencionados dentro del modelo. Los Andosoles situados predominantemente en las laderas de

las montañas drenan lateralmente hacia los Histosoles y el flujo lateral que se genera en estos últimos suelos establece una conectividad con la red de drenaje (Mosquera, Célleri, et al., 2016). En este sentido se seleccionó una estructura de dos reservorios en serie, en donde cada reservorio simula la respuesta tanto del horizonte orgánico como del horizonte mineral de los Andosoles ($Ah - C_{Ah}$) e Histosoles ($H - C_H$). Ambos reservorios son considerados de respuesta rápida.

3.2.4 Estructura IV

Además de la dinámica que existe entre los Andosoles e Histosoles (estructura III), para esta configuración también se tuvo en cuenta el aporte de agua subterránea (RF) considerado importante, como en la estructura II (Correa et al., 2017; Crespo et al., 2011; Mosquera, Segura, et al., 2016). Por tal razón, los almacenamientos que representan a los suelos de drenaje libre ($Ah - C_{Ah}$) y los suelos ribereños ($H - C_H$), se conceptualizaron para drenar en un solo reservorio de roca fracturada (respuesta lenta), que simula el aporte de las rutas de flujo más profundas.

3.2.5 Estructura V

En esta alternativa también se considera la distribución espacial de la cuenca en función de los tipos de suelos como en la estructura III, con la particularidad que el perfil vertical de los Andosoles es representado con dos reservorios diferentes debido a las propiedades que exhiben sus horizontes (Lazo et al., 2019; Mosquera, Célleri, et al., 2016). Aquí el flujo que se genera en el reservorio orgánico del Andosol (Ah) drena al almacenamiento mineral (C_{Ah}) y el aporte del flujo lateral de ambos reservorios (orgánico y mineral) alimenta al depósito de la zona ribereña ($H - C_H$) que contribuye al flujo de la corriente.

3.2.6 Estructura VI

Por último, se establece una estructura de mayor complejidad parecida a la estructura V, pero con la diferencia que incluye un reservorio de roca fracturada (RF), como en la estructura II y IV (Correa et al., 2017; Crespo et al., 2011; Mosquera, Segura, et al., 2016). Para esta conceptualización el horizonte mineral de los Andosoles y también el flujo vertical de los Histosoles drenan a las zonas de agua subterránea o roca fracturada que tienen en común con los Histosoles. Esta roca fracturada, de respuesta hidrológica lenta, a su vez contribuye a la red de drenaje final.

En el presente estudio no se consideró la percolación de la capa de roca fracturada en ninguna estructura que incorpora este reservorio, debido a que no se han encontrado contribuciones significativas de aguas subterráneas profundas para la descarga en el sitio (Correa et al., 2017; Mosquera, Célleri, et al., 2016). En algunas cuencas altas de los Andes incluso se ha evidenciado la presencia de roca madre prácticamente impermeable (Buytaert, Iñiguez, & Bièvre, 2007).

El esquema de las estructuras conceptualizadas se presenta en la *Figura 6*. Las variables y los parámetros de cada una de ellas se describen en las *Tablas 2 y 3* respectivamente.

Tabla 2. Variables de las diferentes estructuras

| Variable | Unidades | Tipo | Descripción |
|----------|----------|------------------------|--|
| P | mm | Entrada | Precipitación |
| ETa | mm | Salida | Evapotranspiración actual |
| S | mm | Estado | Almacenamiento de agua en el suelo |
| Q | mm | Flujo interno - salida | Flujo lateral |
| SOF | mm | Flujo interno - salida | Flujo superficial por exceso de saturación |
| R | mm | Flujo interno | Percolación |

Leyenda: Las variables son datos de precipitación, evapotranspiración, almacenamiento de agua y caudal que varían cada hora. Fuente: Autora, 2020

Tabla 3. Parámetros del modelo

| Parámetro | Unidades | Descripción |
|----------------------------|----------|--|
| a | h^{-1} | Coefficiente de velocidad en la ecuación de la función de potencia. |
| b | h^{-1} | Coefficiente que controla la velocidad de descarga de la capa inferior del suelo. |
| r | h^{-1} | Parámetro de la tasa de drenaje vertical que controla el flujo de recarga desde la capa de suelo superior a la inferior. |
| α | - | Parámetro no lineal (forma de la curva de la descarga). |
| S_{fc} | mm | Umbral de agua requerido para que se genere el flujo en el suelo. |
| S_{rf} | mm | Umbral de agua en la capa de roca fracturada. |

Leyenda: Los parámetros son constantes que forman parte de las ecuaciones descritas en la Tabla 7; S_{fc} , es la humedad del suelo en la capacidad de campo (parámetro que no se calibró y es calculado como se describe en el apartado 3.4). Fuente: Autora, 2020

Tabla 4. Número de parámetros calibrados

| Estructura | Número | Parámetros |
|----------------|--------|--|
| Estructura I | 4 | a, α , r, b |
| Estructura II | 7 | a, α , r, b, rH, bH, RF |
| Estructura III | 4 | a, α , aH, α H |
| Estructura IV | 8 | a, α , r, aH, α H, rH, bH, RF |
| Estructura V | 6 | a, α , r, b, aH, α H |
| Estructura VI | 10 | a, α , r, b, aH, α H, rH, , bH, r_c , RF |

Leyenda: (a, b, r, α , r_c) pertenecen a los suelos Andosoles; (aH, rH, α H) pertenecen a los Histosoles y (bH, RF) son parámetros de la capa de roca fracturada. Fuente: Autora, 2020

En todas las estructuras el flujo está restringido por el contenido de humedad del suelo. Una vez que haya alcanzado el umbral limitado por la capacidad de campo se origina el flujo lateral. Esta hipótesis también ha sido utilizada en el modelo Xinanjiang y tiene una validez justificada para las regiones húmedas (Zhao, 1992). La precipitación (P) y la evapotranspiración actual (ET_a) se calculan de una manera conjunta para las dos primeras estructuras mientras que, en las demás la P y ET_a se dividen entre los Andosoles (P_1, ET_{a1}) y los Histosoles (P_2, ET_{a2}), en función del porcentaje que ocupan los suelos dentro de la cuenca (f). La evapotranspiración actual ocurre únicamente en los reservorios más superficiales. Para cada paso de tiempo se añade la precipitación o se resta la evapotranspiración. En la *Tabla 5* se enlistan las ecuaciones. La simulación del flujo de salida consta de la suma del flujo lateral y el flujo superficial por exceso de saturación. El modelo trabaja a una escala de tiempo horario y cada una de las estructuras tienen un número determinado de parámetros (*Tabla 4*).

Tabla 5. Ecuaciones utilizadas en el desarrollo de las estructuras conceptuales

| Variable | Ecuación | Estructura |
|---------------------------------------|---|-----------------------------|
| Precipitación efectiva | $P_{eff}(t) = P(t) - ET_a(t), P > ET_a$ (1) | I, II, III, IV, V, VI |
| Evapotranspiración efectiva | $ET_{a\,eff} = ET_a(t) - P(t), ET_a > P$ (2) | I, II, III, IV, V, VI |
| Distribución de la precipitación | $P_1(t) = P(t) * (1 - f)$ (3) $P_2(t) = P(t) * f$ (4) | I, II, III, IV |
| Distribución de la evapotranspiración | $ET_{a1}(t) = ET_a(t) * (1 - f)$ (5) $ET_{a2}(t) = ET_a * f$ (6) | I, II, III, IV |

Leyenda: P , precipitación; ET_a , evapotranspiración actual; P_{eff} , precipitación efectiva; $ET_{a\,eff}$, evapotranspiración efectiva; P_1 , precipitación en los Andosoles; P_2 , precipitación en los Histosoles; ET_{a1} , evapotranspiración actual en los Andosoles; ET_{a2} , evapotranspiración actual en los Histosoles; f , porcentaje que ocupan los suelos dentro de la cuenca (Histosoles). Fuente: Autora, 2020

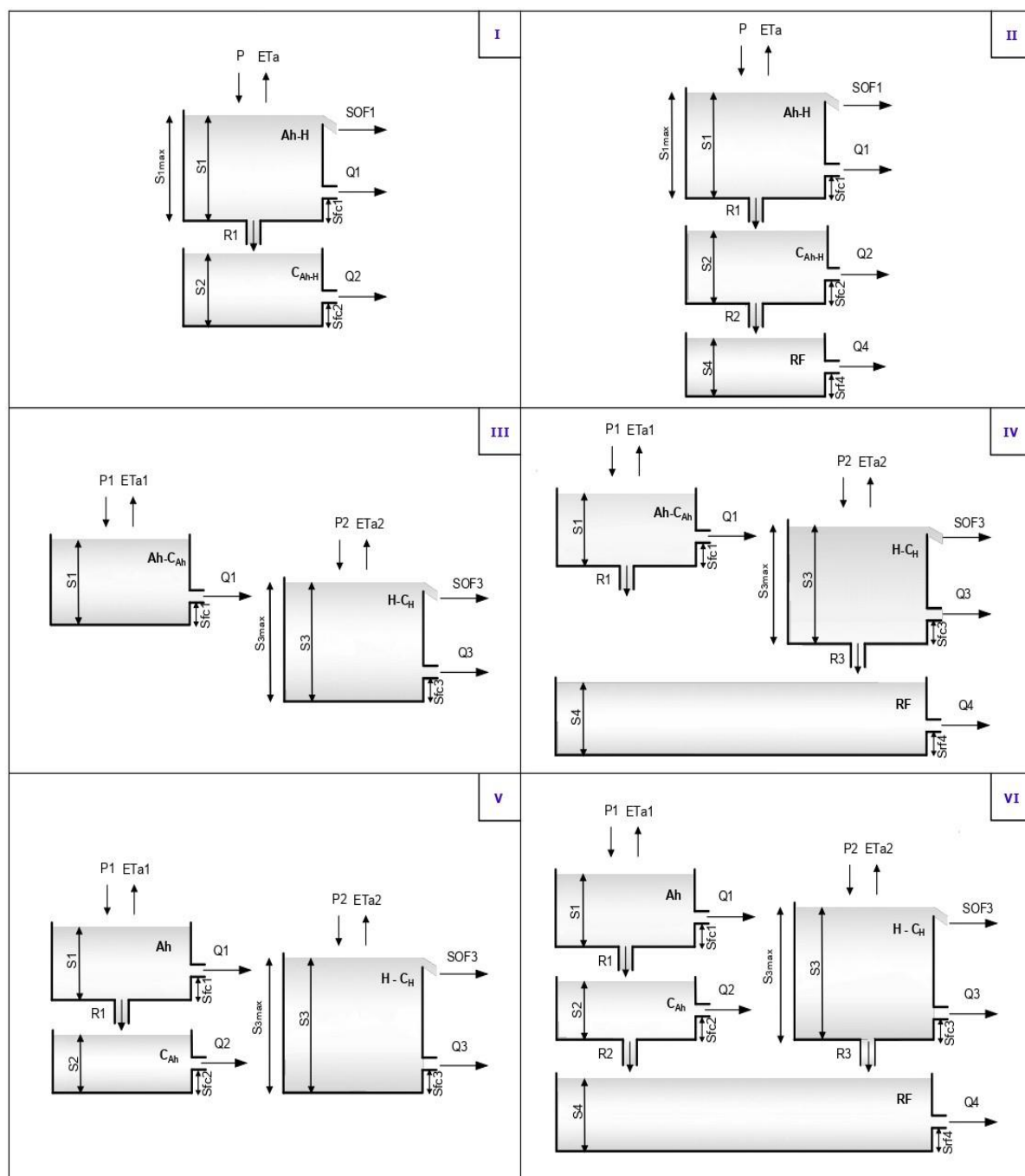


Figura 6. Estructuras que conceptualizan el funcionamiento de una cuenca de Páramo Andino. *P*, precipitación; *ET_a*, evapotranspiración actual; *Q*, flujo lateral; *R*, percolación; *S*, almacenamiento de agua en el suelo; *S_{max}*, capacidad máxima de retención de humedad del suelo; *SOF*, flujo superficial por exceso de saturación; *S_{fc}*, umbral de agua requerido para que se genere el flujo en el suelo; *S_{rf}*, umbral de agua en la capa de roca fracturada; *Ah*, horizonte orgánico del Andosol; *C_{Ah}*, horizonte mineral del Andosol; *Ah - H*, horizonte orgánico del Andosol e Histosol; *C_{Ah-H}*, horizonte mineral del Andosol e Histosol; *Ah - C_{Ah}*, horizonte orgánico y mineral del Andosol; *H - C_H*, horizonte orgánico y mineral del Histosol; *RF*, la capa de roca fracturada.

Fuente: Autora, 2020

3.3 Ecuaciones del balance hidrológico

El balance de humedad del suelo de cada reservorio consiste en una suma algebraica de entradas y salidas (*Tabla 6*). La precipitación es el único ingreso al sistema y los agotamientos están conformados por la evapotranspiración real, el drenaje vertical y el flujo lateral.

Tabla 6. Balance de almacenamiento de agua en el suelo

| Estructura | Balance de humedad del suelo |
|------------|---|
| I | $S_1(t) = S_1(t - 1) + P(t) - SOF_1(t) - ET_a(t) - Q_1(t) - R_1(t)$ (7) |
| | $S_2(t) = S_2(t - 1) + R_1(t) - Q_2(t)$ (8) |
| II | $S_1(t) = S_1(t - 1) + P(t) - SOF_1(t) - ET_a(t) - Q_1(t) - R_1(t)$ (9) |
| | $S_2(t) = S_2(t - 1) + R_1(t) - Q_2(t) - R_2(t)$ (10) |
| | $S_4(t) = S_4(t - 1) - Q_4(t) + R_2(t)$ (11) |
| III | $S_1(t) = S_1(t - 1) + P_1(t) - ET_{a1}(t) - Q_1(t)$ (12) |
| | $S_3(t) = S_3(t - 1) + P_2(t) - ET_{a2}(t) + Q_1(t) - Q_3(t) - SOF_3(t)$ (13) |
| IV | $S_1(t) = S_1(t - 1) + P_1(t) - ET_{a1}(t) - Q_1(t) - R_1(t)$ (14) |
| | $S_3(t) = S_3(t - 1) + P_2(t) - ET_{a2}(t) + Q_1(t) - Q_3(t) - R_3(t) - SOF_3(t)$ (15) |
| | $S_4(t) = S_4(t - 1) + R_3(t) + R_1(t) - Q_4(t)$ (16) |
| V | $S_1(t) = S_1(t - 1) + P_1(t) - ET_{a1}(t) - Q_1(t) - R_1(t)$ (17) |
| | $S_2(t) = S_2(t - 1) + R_1(t) - Q_2(t)$ (18) |
| | $S_3(t) = S_3(t - 1) + P_2(t) - ET_{a2}(t) + Q_1(t) + Q_2(t) - Q_3(t) - SOF_3(t)$ (19) |
| VI | $S_1(t) = S_1(t - 1) + P_1(t) - ET_{a1}(t) - Q_1(t) - R_1(t)$ (20) |
| | $S_2(t) = S_2(t - 1) + R_1(t) - Q_2(t) - R_2(t)$ (21) |
| | $S_3(t) = S_3(t - 1) + P_2(t) - ET_{a2}(t) + Q_1(t) + Q_2(t) - Q_3(t) - R_3(t) - SOF_3(t)$ (22) |
| | $S_4(t) = S_4(t - 1) + R_2(t) + R_3(t) - Q_4(t)$ (23) |

Leyenda: $S(t)$, almacenamiento de agua en el suelo; $P(t)$, precipitación; $SOF(t)$, flujo superficial por exceso de saturación; $ET_a(t)$, evapotranspiración actual; $Q_1(t)$, flujo lateral; $R(t)$, percolación. Fuente: Autora, 2020

3.4 Funciones de transferencia

Siguiendo las contribuciones de Birkel et al. (2010) y Fenicia et al. (2008) caracterizamos a los depósitos cercanos a la superficie como reservorios no lineales utilizando una ley de potencia. Para Birkel et al. (2010), la introducción de un parámetro de no linealidad ayuda a capturar la dinámica de flujo rápido no lineal cerca de la superficie sobre todo en las áreas ribereñas que casi siempre permanecen saturadas. Del mismo modo Fenicia et al. (2008), utiliza este comportamiento para representar la mayor variabilidad de la respuesta de la cuenca y reflejar la disminución de la conductividad hidráulica con la profundidad. Los depósitos inferiores del suelo que representan al agua subterránea fueron conceptualizados como almacenamientos lineales, respaldado en el análisis de las curvas de recesión de algunas cuencas de Páramo que sugieren este comportamiento, como una buena aproximación para modelar el flujo base (Buytaert & Beven, 2011). La percolación se calcula con una relación lineal entre el drenaje vertical y el almacenamiento, como ha sido planteado en algunos trabajos (Birkel, Soulsby, & Tetzlaff, 2014; Clark, McMillan, Collins, Kavetski, & Woods, 2011). El flujo superficial por exceso de saturación se produce cuando el nivel de agua en el depósito de los Histosoles excede la capacidad máxima de almacenamiento S_{max} e inmediatamente se inicia un proceso de llenado y derrame. Las siguientes ecuaciones (Tabla 7) definen los flujos simulados en cada uno de los depósitos.

Tabla 7. Funciones de transferencia lineal y no lineal

| Componentes del modelo | Modelo conceptual | Restricción |
|-------------------------------|--|---|
| Generación de flujo no lineal | $Q = a * (S(t) - S_{fc})^{1+\alpha}$ (24) | $S(t) > S_{fc}$ $S(t) \leq S_{fc} \quad Q = 0$ |
| Flujo contribuyente lineal | $Q = b * (S(t) - S_{fc})$ (25) $Q = b_H * (S(t) - S_{rf})$ (26) | $S(t) > S_{rf}$ $S(t) \leq S_{rf} \quad Q = 0$ |
| Percolación | $R = r * (S(t) - S_{fc})$ (27) | |

Leyenda: a, es un coeficiente de velocidad en la ecuación de la función de potencia; S_{fc} , es el almacenamiento de agua cuando el suelo está en la capacidad de campo y la descarga disminuye a cero Kirchner (2009); S_{rf} , es el almacenamiento de agua en la capa de roca fracturada; α , es un parámetro no lineal (forma de la curva de la descarga); b, es un coeficiente que controla la velocidad de descarga de la capa inferior del suelo; b_H , es un coeficiente que controla la velocidad de descarga de la capa de roca fracturada; r, es un parámetro de la tasa de drenaje vertical que controla el flujo de recarga desde la capa de suelo superior a la inferior. Fuente: Autora, 2020

3.5 Cálculo del almacenamiento del agua en el suelo

El valor del almacenamiento de agua en el suelo en el punto de saturación y en la capacidad de campo, resulta de la multiplicación del potencial matricial con el espesor del suelo. Para esto se usó mediciones de campo de los diferentes valores de pF (Aucapiña & Marín, 2014; Lazo et al., 2019), mismos que se muestran en la *Tabla 1*. Se calculó un promedio ponderado para cada reservorio en función del porcentaje del suelo en la cuenca.

3.6 Calibración

La calibración del modelo se realizó a través de la optimización multiobjetivo utilizando el algoritmo genético de clasificación no dominada II (NSGA-II). Este proceso se llevó a cabo durante el período marzo del 2017 hasta julio del 2018. Los siguientes siete meses se utilizaron para la validación del modelo. Como el registro disponible no es lo suficientemente largo, se dividió de tal manera que el 70% de datos se destinaron a la calibración y el 30% a la validación como lo recomienda (Klemeš, 1986). Antes de ambos períodos, se consideró un año (2016) de calentamiento para contrarrestar la influencia de las condiciones iniciales (Chin, 2013). Con el propósito de obtener un rendimiento equilibrado del modelo consideramos dos funciones objetivo para la optimización que han sido muy utilizadas en el campo de la modelación hidrológica. El coeficiente de eficiencia de Nash Sutcliffe -NSE (Nash & Sutcliffe, 1970) y su forma logarítmica - logNSE (Krause, Boyle, & Bäse, 2005), se seleccionaron para minimizar los errores en flujos altos y bajos respectivamente.

NSE realiza eventos pico al emplear el cuadrado de las diferencias y su transformada utiliza un logaritmo que puede ayudar a disminuir los valores altos de caudal y al mismo tiempo destacar los caudales bajos al aumentar las diferencias entre estos valores (Orth, Staudinger, Seneviratne, Seibert, & Zappa, 2015). El rango de NSE varía desde $-\infty$ a 1, donde la unidad representa un ajuste perfecto (Biru & Kumar, 2018). En la *Tabla 8* se muestran los valores de referencia para la evaluación del rendimiento del modelo. La fórmula para calcular NSE y su transformada es:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t} - Q_{m,t})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t} - \bar{Q}_o)^2} \quad (28)$$

$$\ln NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (\ln Q_{o,t} - \ln Q_{m,t})^2}{\sum_{t=1}^n (\ln Q_{o,t} - \ln \bar{Q}_o)^2} \quad (29)$$

donde $Q_{o,t}$ es el flujo observado en el tiempo t , $Q_{m,t}$ es el flujo modelado en el paso de tiempo t , $\overline{Q_o}$ es el flujo medio observado y n es la longitud de la serie temporal. El numerador de la ecuación (28) mide la variación en los datos que no ha sido explicada por el modelo utilizado para proporcionar los valores predichos (McCuen, Knight, & Cutter, 2006). En cambio, el denominador expresa la variación total de los valores observados sobre la media.

Las restricciones impuestas en la optimización de ambos criterios (NSE y logNSE) son el límite superior e inferior para los valores de los parámetros (ver *Tabla 11*).

Tabla 8. Valores de referencia para NSE y PBIAS empleados en la evaluación del rendimiento del modelo

| NSE | PBIAS (%) | Actuación |
|-------------------------------|---------------------|-----------------|
| 0.75 a 1 | $< \pm 10$ | Muy bueno |
| 0.65 a 0.75 | ± 10 a ± 15 | Bueno |
| 0.50 a 0.65 | ± 15 a ± 25 | Satisfactorio |
| $< 0,50$ | $> \pm 25$ | Insatisfactorio |

Fuente: (Cardoso de Salis et al., 2019)

Para ejecutar el NSGA-II se requiere establecer seis parámetros: el tamaño de la población, la tasa de cruce, el índice de distribución para el cruce binario simulado, la tasa de mutación, el índice de distribución de la mutación polinómica y el número de evaluaciones. Wang et al. (2019) y Zhang et al. (2010) mencionan que el tamaño de la población es uno de los parámetros más sensibles, puesto que una mayor diversidad de la población está relacionada con un tamaño de población relativamente grande. Además, se encontró que los índices de distribución de cruce y mutación tienen un impacto significativo en la simulación (Zhang et al., 2016). La experiencia en la calibración de un modelo hidrológico agregado demostró que asignar valores de 2.0 y 0.5 a los índices mencionados anteriormente, garantizan soluciones más cercanas al frente global de Pareto (Jung et al., 2017). Dicho autor también llegó a la conclusión que el mejor conjunto de parámetros para el algoritmo puede variar según la complejidad del modelo y la función objetivo utilizada en cada estudio. En línea con estas sugerencias y tomando como referencia algunos estudios (Deb et al., 2002; Zhang et al., 2016) se probaron diferentes valores y finalmente se adoptó los parámetros citados en la *Tabla 9*. El número máximo de evaluaciones se limitó a 50.000 teniendo en cuenta el tiempo y los recursos informáticos disponibles.

Tabla 9. Parámetros del NSGA -II

| Parámetros | Valores |
|---|---------|
| Tamaño de la población | 400 |
| Índice de distribución de la mutación polinómica | 0,5 |
| Número de evaluaciones | 50000 |
| Tasa de cruce | 0.9 |
| Tasa de mutación | 0.1 |
| Índice de distribución para el cruce binario simulado | 2 |

Fuente: Autora, 2020

3.7 Evaluación del desempeño y selección del modelo

El rendimiento del modelo puede evaluarse empleando criterios cuantitativos y cualitativos (Bennett et al., 2013; Ritter & Muñoz-Carpena, 2013). En la presente investigación se combinaron ambos métodos. Además de las funciones objetivos empleadas para la calibración (NSE y logNSE) se calculó el sesgo porcentual (PBIAS). Se realizó la comparación gráfica de hidrogramas y las funciones de distribución acumulativa. El análisis de la incertidumbre se basó en el percentil 5 y 95 (Chin, 2013), determinados a partir de las simulaciones de la descarga con el conjunto de los mejores parámetros obtenidos durante la calibración. Por último, se empleó el criterio de información de Akaike (AIC) y el criterio de información Bayesiano (BIC), como medidas más sólidas para la selección de las estructuras. A continuación, se describen las métricas adoptadas:

3.7.1 Sesgo porcentual (PBIAS)

Compara el error total con el registro de medición total. En esta métrica se debe tener presente que un valor bajo no significa un error bajo, debido a la anulación de los errores (Bennett et al., 2013). Los valores del PBIAS inferiores al 25% en valor absoluto se consideran como satisfactorios en una simulación (Moriasi et al., 2007). En la *Tabla 8* se enlistan sus rangos y su fórmula es la siguiente:

$$\left[\frac{\sum_{t=1}^n (Q_{m,t} - Q_{o,t})}{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t})} \right] * 100 \quad (30)$$

donde $Q_{o,t}$ es el flujo observado en el tiempo t , $Q_{m,t}$ es el flujo modelado en el paso de tiempo t y n es la longitud de la serie temporal.

3.7.2 Funciones de distribución acumulativa (curva de duración de flujo - CDF)

Esta técnica gráfica nos indica el tiempo durante el cual la variable excede un valor dado y es una interpretación muy útil cuando el sistema modelado desempeña una función principal en el suministro de agua (Bennett et al., 2013). Las curvas de duración de flujo nos permiten comparar las distribuciones de probabilidad de la descarga observada y modelada para detectar posibles sesgos (Westra, Thyer, Leonard, Dmitri, & Lambert, 2014).

3.7.3 Incertidumbre

Las principales fuentes de incertidumbre en los resultados de un modelo son debido a errores en su estructura, parámetros y datos (Liu & Gupta, 2007). La incertidumbre en función de la estructura del sistema, está ligada a las simplificaciones que se realiza en la conceptualización del modelado de un proceso, la interpretación incorrecta de los mismos y la implementación matemática (Singh, Imtiyaz, Isaac, & Denis, 2014). La incertidumbre relacionada con los parámetros, se debe a que la mayoría de las veces estos no son fácilmente medibles y necesariamente deben ser estimados por métodos indirectos (calibración), que pueden desencadenar grandes errores (Liu & Gupta, 2007). La incertidumbre generada por los datos, está relacionada directamente con las entradas del modelo y las condiciones iniciales. Los datos de entrada contienen errores debido a la falta de precisión del instrumento y la representatividad (Liu & Gupta, 2007). En este estudio se obtuvo la incertidumbre de predicción del 90% (90PPU) mediante los percentiles 5 y 95 de cada punto simulado. Luego, se determinó el porcentaje de datos que se encuentran dentro de los límites. Singh et al. (2014) calculan la incertidumbre de predicción del 95% (95PPU) en su trabajo y advierten que, si los valores observados son de buena calidad, entre el 80 y el 100% de los datos observados deben estar entre los límites de incertidumbre antes mencionados.

3.7.4 Criterio de información de Akaike (AIC)

El AIC es un criterio de selección ampliamente utilizado (Engelhardt, De Aguinaga, Mikat, Schuth, & Liedl, 2014; Mutua, 1994; Okoli et al., 2018; Westra et al., 2014), que busca equilibrar el ajuste de un modelo con el número de parámetros (Burnham & Anderson, 2002). Un modelo con gran número de parámetros tiene un mejor ajuste con los datos observados, pero al mismo tiempo incrementa su incertidumbre hasta que en algún momento no llegue a tener valor (Guthery, 2008). Por esta razón, el AIC tiene como objetivo encontrar el modelo más simple y evitar el sobreajuste (Bennett et al., 2013). El AIC se calcula a partir de estadísticas de regresión de mínimos cuadrados con la siguiente fórmula:

$$AIC = n \log(\hat{\sigma}^2) + 2k \quad (31)$$

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{\sum \hat{\epsilon}_i^2}{n}$$

donde, $\hat{\sigma}^2$ es la varianza de los residuos, $\hat{\epsilon}$ son los residuos estimados, n es el tamaño de la muestra y k es el número de parámetros (Burnham & Anderson, 2002). El modelo con mayor proximidad a la realidad está dado por el valor más pequeño de AIC. Si analizamos los términos del lado derecho de la ecuación, podemos concluir que el primer término mide la falta de ajuste a diferencia del segundo término, que evalúa la falta de confianza del modelo al tener un mayor número de parámetros. Burnham & Anderson (2002) recomiendan presentar las diferencias de Akaike (ΔAIC_i), para una fácil comparación y clasificación de las estructuras. El ΔAIC_i se obtiene calculando la diferencia relativa entre el mejor modelo AIC_{min} y cada uno de los modelos dentro del conjunto (ecuación 31).

$$\Delta AIC_i = AIC_i - AIC_{min} \quad (32)$$

Esta métrica la podemos interpretar como la pérdida de información cuando no seleccionamos el modelo más adecuado (Westra et al., 2014). Un ΔAIC_i menor a 2 significa una evidencia sustancial para el modelo, a diferencia de los valores superiores a 10 que nos indican que no hay soporte para ese modelo (Burnham & Anderson, 2002). Bajo el supuesto que las observaciones son independientes y esta afirmación no sea verdadera, no se puede esperar que estas pautas simples se mantengan.

3.7.5 Criterio de información Bayesiano (BIC)

El BIC es otro criterio para seleccionar la opción más adecuada del conjunto de modelos planteados (Engelhardt et al., 2014). Se basa en la probabilidad integrada de la teoría bayesiana. Al igual que el AIC, el modelo con el valor más bajo de BIC se elige como el mejor y se calcula de la siguiente manera:

$$BIC = n \log(\hat{\sigma}^2) + k \log(n) \quad (33)$$

donde $\hat{\sigma}^2$ es la varianza del error, n es el tamaño de la muestra y k es el número de parámetros.

El análisis de sensibilidad del modelo estaba más allá del alcance del presente estudio, ya que el objetivo no fue ver que parámetro es el más sensible. Sin embargo, en el futuro se podría realizar e incluso probar el modelo durante períodos de tiempo más largo. Al igual que el presente estudio algunos autores no consideran el análisis de sensibilidad (Cirilo et al., 2020; Soulsby et al., 2015). En el modelado hidrológico no es inusual que los modelos conceptuales tengan pocos parámetros sensibles. Incluso en los modelos distribuidos dado el número de parámetros involucrados, es probable que el problema sea mucho peor (Beven, 1993).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En esta sección se analiza el desempeño de las seis estructuras conceptualizadas en el apartado (3.1). Antes de ello se presenta algunas características importantes de la cuenca.

4.1 Características hidrológicas para el período de estudio

La precipitación media anual en la microcuenca es 1266 mm, con una intensidad baja. En todo el período únicamente existe un registro (11,31 mm) que excede los 10 mm/h. Los meses con menor precipitación (< 80 mm) comprenden el período de julio a diciembre, aunque en el último año el mes de noviembre supera los 100 mm. La evapotranspiración actual promedio es de 617 mm y tiene un valor máximo que corresponde a 0,91435 mm/h. La descarga anual en la cuenca se aproxima a los 665 mm/año ($21,08 \text{ l/s/km}^2$), lo que resulta en un coeficiente de escorrentía de 0,53. El 84% de los datos de la descarga están dentro del rango de flujo bajo.

4.2 Calibración

En la *Figura 7* se ilustra el frente óptimo de Pareto (puntos marcados en azul) para todas las estructuras. Los ejes de las funciones objetivos que se minimizaron son 1-NSE y 1-logNSE, debido a que el problema de optimización consistió en obtener los valores más altos para la eficiencia de Nash Sutcliffe y su transformada logarítmica (*ecuación 28 y 29*). El gráfico muestra una compensación entre los dos objetivos ($1 - \text{NSE}$) y $(1 - \log \text{NSE})$. Cada objetivo posee una solución óptima haciendo difícil obtener una solución única que optimice las funciones simultáneamente. Esto ha sido evidenciado por varios estudios (Bekele & Nicklow, 2007; Zhang, Liu, Gao, & Mao, 2018) y es común en problemas que involucran más de un criterio. Es por eso, que la elección de un conjunto de soluciones de Pareto dependerá de la importancia del criterio de calibración.

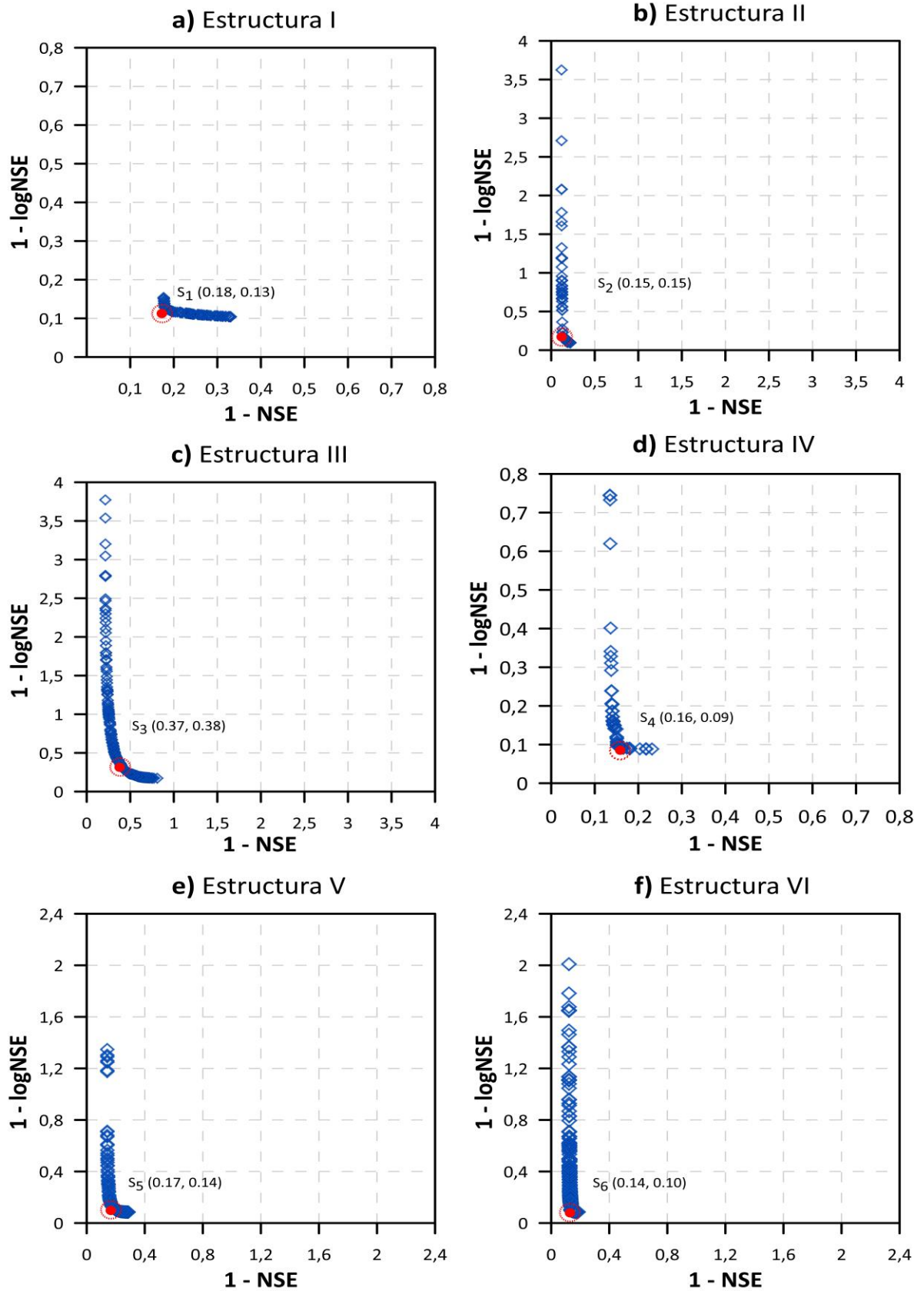


Figura 7. Valores de las funciones objetivo (frente de Pareto) derivados de la calibración multiobjetivo (NSGA-II) que pertenecen a la población de parámetros. El círculo rojo corresponde al punto de referencia de la mejor solución para $(1 - \text{NSE})$ y $(1 - \log \text{NSE})$ representada por "S".

Fuente: Autora, 2020

Algunos investigadores han optado por seleccionar tres conjuntos de parámetros, uno en donde se tenga la compensación de las funciones objetivos y los otros dos los valores extremos (Guo et al., 2014). Considerando que todas las soluciones que pertenecen al frente de Pareto tienen igual importancia, en este trabajo se eligió el conjunto de parámetros que logre la mayor optimización para NSE y logNSE (punto marcado en rojo).

4.3 Rendimiento del modelo

En la *Tabla 10* se resumen las medidas obtenidas para las seis estructuras: el PBIAS, el NSE, el logNSE y el porcentaje de datos medidos por la banda de incertidumbre de predicción del 90% (90PPU). Los valores entre paréntesis pertenecen al período de validación y los valores en negrita son los mejores de cada métrica.

Tabla 10. Comparación de las estructuras en el período de calibración y validación.

| Estructura | Rendimiento del modelo: calibración (validación) | | | |
|------------|--|-------------------|-------------------|----------------|
| | NSE | log NSE | PBIAS | 90PPU (%) |
| I | 0,82 (0,79) | 0,87(0,77) | -0,5(16,5) | 90 (90) |
| II | 0,85 (0,78) | 0,85(0,69) | -1,4(17,5) | 90 (90) |
| III | 0,63 (0,64) | 0,62(0,50) | -0,9(22,1) | 89(89) |
| IV | 0,84 (0,82) | 0,91 (0,75) | -2,5(21,2) | 88(88) |
| V | 0,83 (0,83) | 0,86(0,83) | -2,1(17,6) | 90 (90) |
| VI | 0,86 (0,86) | 0,90(0,78) | -2,2(20,3) | 89(89) |

Fuente: Autora, 2020

Los valores de NSE de las seis estructuras varían entre 0.63 a 0.86 y 0.64 a 0.86 para la calibración y validación respectivamente, mientras que, para el logNSE los rangos varían entre 0,62 a 0,91 y 0,5 a 0,83. A excepción de la estructura III, las demás estructuras tienen valores similares de NSE y logNSE durante la calibración con un ajuste muy bueno ($NSE > 0,82$ y $\log NSE > 0,85$). El PBIAS del conjunto de estructuras para este mismo período indica una baja subestimación del flujo ($PBIAS < 5\%$). Sin embargo, en la validación se observa una disminución del rendimiento en la mayoría de métricas. En particular las estructuras II y III son las que obtuvieron los valores más bajos para NSE (0,78 y 0,64) y logNSE (0,69 y 0,5). Un comportamiento opuesto experimentó el PBIAS al aumentar los valores incidiendo en los errores más grandes al predecir los flujos sobreestimándolos en un porcentaje alto ($PBIAS > 16\%$). La estructura III alcanzó los valores más bajos para todas las métricas en todo el período de estudio.

El porcentaje de datos observados por la incertidumbre de predicción del 90% es idéntico en el período de calibración y validación, superando el 80% (*ver tabla 10*). Las estructuras I, II y V tienen el valor más alto (90%); lo que sugiere que los resultados de la simulación son de buena calidad, según el criterio de Singh et al., (2014).

El flujo observado y simulado junto con los límites de incertidumbre (percentiles 5 y 95) se ilustran en la *Figura 8*. Al comparar los hidrogramas de las estructuras I y II se puede observar una predicción similar de los flujos altos en ambas estructuras, siendo coherentes con los valores de NSE (0,79 y 0,78 respectivamente). En la estructura II existe una mayor sobrestimación de los caudales bajos ($\log\text{NSE} = 0,69$). Además, el intervalo de predicción para la estructura I es más estrecho que en la estructura II; sin embargo, las observaciones no están dentro de este rango, sobre todo para los flujos base.

La simulación del hidrograma de la estructura III exhibe el desempeño más bajo ($\text{NSE} = 0,64$ y $\log\text{NSE} = 0,50$). La dinámica de los flujos bajos está muy por debajo del caudal observado. En contraste con la estructura IV, la cual incorpora un depósito de roca fracturada y muestra una mejoría en la simulación de la descarga ($\text{NSE} = 0,82$ y $\log\text{NSE} = 0,75$) con una disminución del ancho de la banda de incertidumbre.

La dinámica del hidrograma de la estructura V parece ser la más realista. En el período de validación coincide mucho mejor con las observaciones y la forma del hidrograma se reproduce satisfactoriamente, pero con una limitación evidente para simular los eventos más bajos ($> 0,005 \text{ mm/h}$). La estructura VI también predice bastante bien la descarga con una eficiencia apenas menor para los flujos bajos y una banda de incertidumbre más estrecha.

En general, la dinámica de la descarga en relación con los picos no se simula de una forma correcta exhibiendo una pobre concordancia con respecto a los caudales observados. De la misma manera, los flujos bajos se sobreestiman y se subestiman; probablemente debido a errores de medición. Sucozhañay & Céleri (2018) reportan similares complicaciones al utilizar el modelo HBV-light y han llegado a la conclusión, que los datos de entrada de la precipitación podrían constituir la mayor fuente de incertidumbre para la modelación en la cuenca de estudio. Incluso hacen alusión a que una mejor descripción espacial de la lluvia contribuiría con la selección de un valor de parámetros óptimos. Padrón et al. (2015) observaron que la medición de la precipitación con pluviómetros puede ser subestimada en comparación con otros instrumentos de alta resolución (disdrómetro).

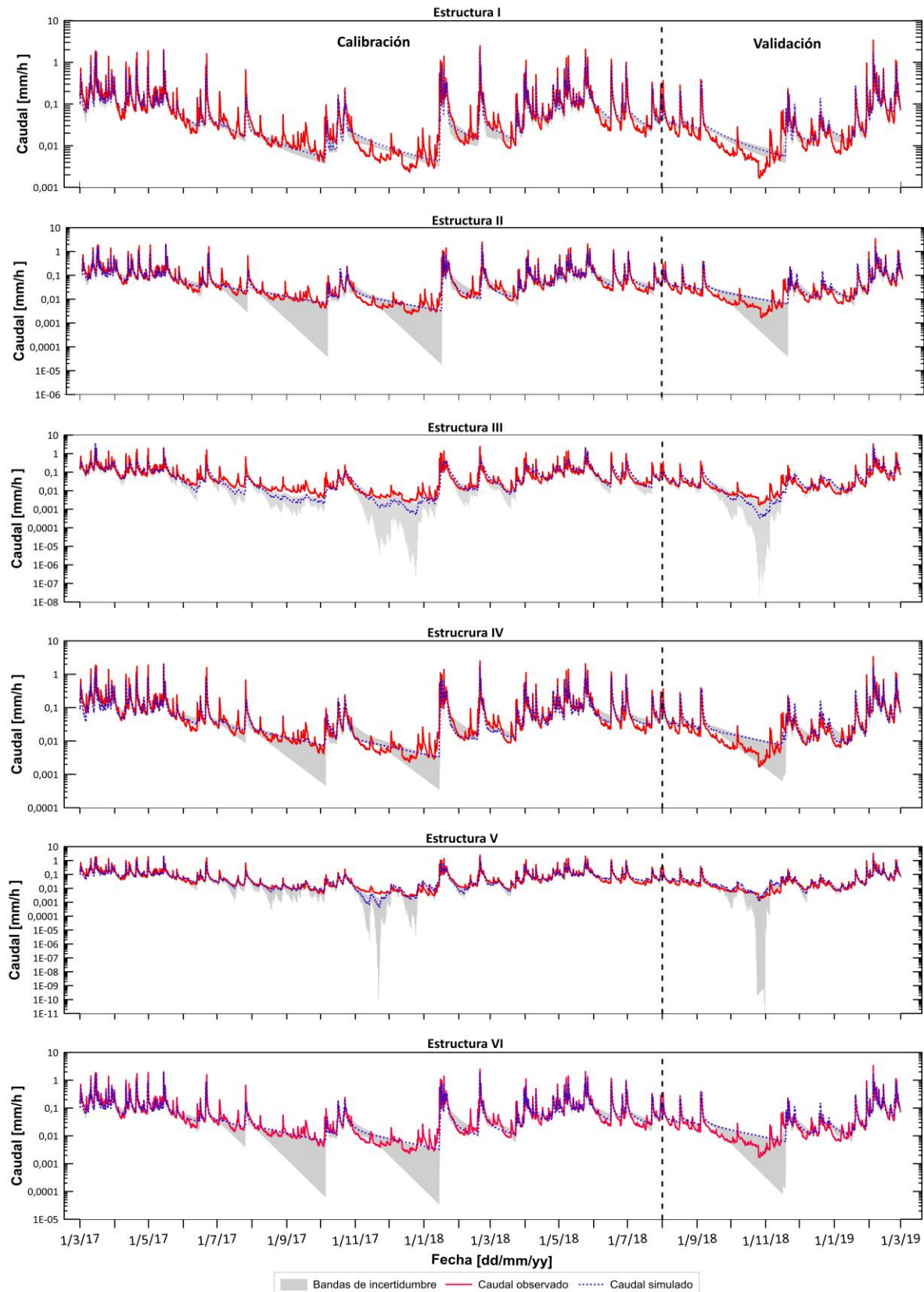


Figura 8. Descarga observada y la mejor simulación en una escala logarítmica. Los rangos de simulación se derivaron de la población de parámetros mostrados como frentes de Pareto en la Figura 7 con los rangos de parámetros dados en la Tabla 11. Las bandas de incertidumbre de predicción del 90% indican la variabilidad de los parámetros.

Fuente: Autora, 2020

Rogelis, Werner, Obregón, & Wright (2016) señalan que la cuantificación de la niebla en los entornos de páramo constituye una tarea muy difícil. Serrano-Ortiz et al. (2016) advierten que la medición de la evapotranspiración utilizando la técnica de Eddy Covarianza puede presentar errores en los terrenos complejos.

4.4 Análisis de las funciones de distribución acumulativa (curva de duración de flujo - CDF)

Para investigar más a fondo el rendimiento de las estructuras, se analizaron las curvas de duración del flujo (*Figura 9*). En el conjunto de datos de validación, es evidente una sobreestimación de la descarga en relación al período de calibración. Las curvas de duración de flujo de las estructuras fueron casi idénticas. Solo la estructura III no alcanzó buenos resultados. El segmento de la CDF que corresponde a los flujos iguales o excedidos entre el 10 y el 30% del tiempo, está bien representado por la estructura II. La estructura V tiene gran capacidad para predecir todo tipo de flujo incluso aquellos bajos (mayores que la probabilidad de excedencia del 95%). En contraste, la estructura III no logra simular bien los flujos, especialmente aquellos excedidos más del 70% del tiempo, subestimándolos en comparación al caudal observado, lo que demuestra que no es una buena representación del sistema.

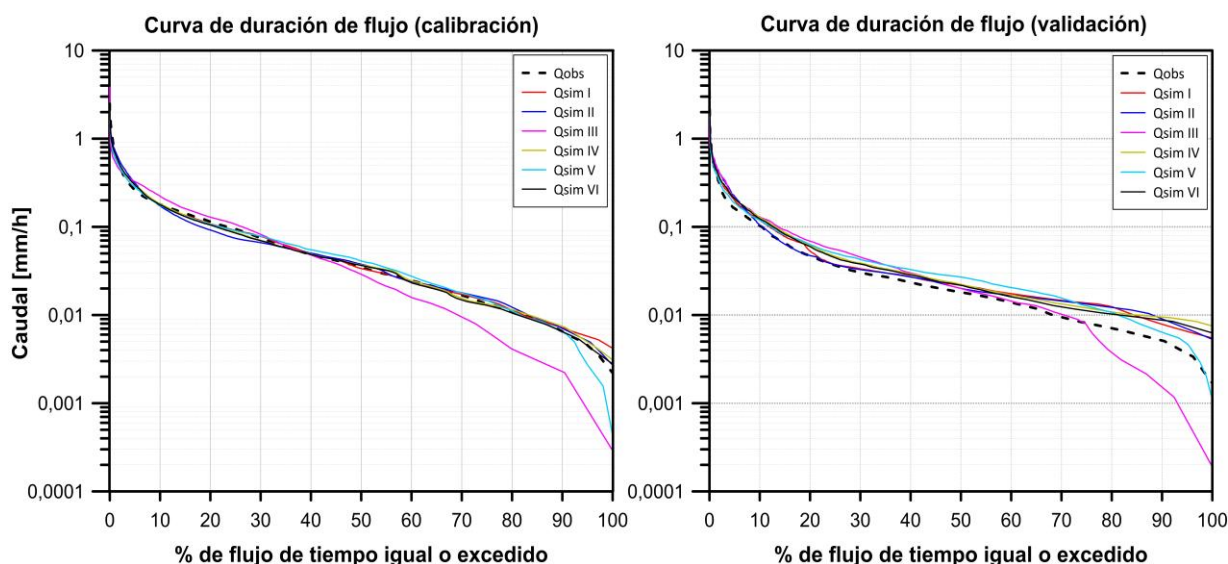


Figura 9. Curvas de duración de flujo observado y simulado por hora

Fuente: Autora, 2020

4.5 Análisis del Criterio de Información de Akaike y el Criterio de Información Bayesiano

La Figura 10, muestra que la mejor estructura (VI) identificada durante el período de calibración con un $\Delta AIC = 0$, también funciona bien en el período de validación. La estructura II posee un ΔAIC bajo en calibración, pero no en validación. Las estructuras IV y V tienen valores altos de ΔAIC en la calibración, aunque, en la validación exhiben una disminución. La estructura III posee los valores más altos de AIC en ambos períodos. El análisis con el BIC arrojó resultados similares. Por lo anteriormente expuesto se cree que las estructuras IV, V y VI son las de mejor rendimiento según el AIC y el BIC a pesar de tener más parámetros. El AIC tiende a favorecer la complejidad del modelo, lo que es consistente con (Engelhardt et al., 2014). Los supuestos subyacentes de los residuos independientes y con varianza constante podrían tener cierta influencia en estos resultados e incluso dificultar la capacidad de interpretación del AIC (Westra et al., 2014).

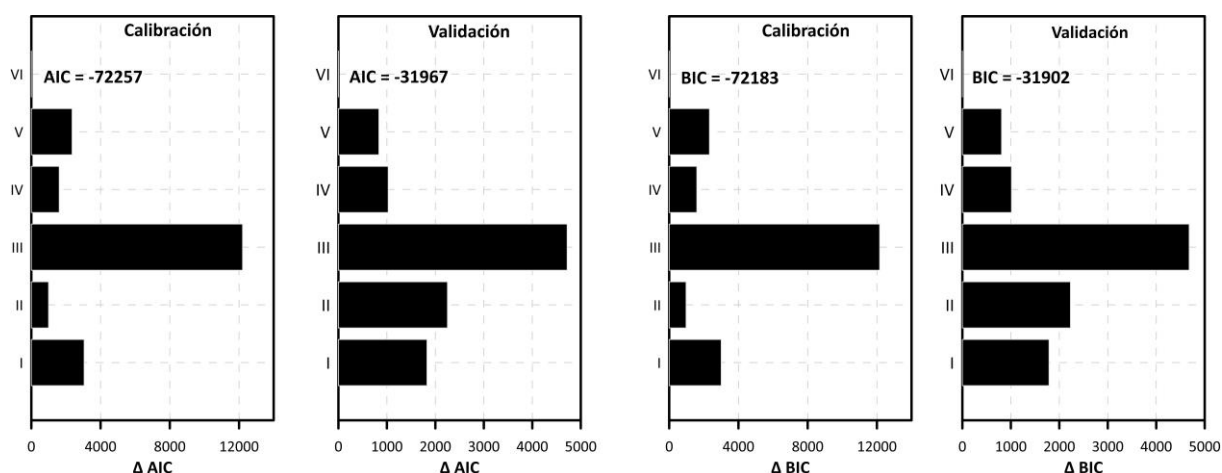


Figura 10. Valores de ΔAIC y ΔBIC en el período de calibración y validación para las seis estructuras

Fuente: Autora, 2020

4.6 Selección de la estructura del modelo

En base a los múltiples diagnósticos utilizados en esta investigación (NSE, logNSE, PBIAS, 90PPU, CDF, AIC y BIC) se observó la capacidad del modelo para reproducir las diferentes características hidrológicas. Por las magnitudes de NSE, logNSE y PBIAS, es difícil identificar una estructura de modelo que supere a las demás, ya que hay poca diferencia entre ellas. No obstante, el AIC y BIC junto con las curvas de duración de flujo y la incertidumbre contribuyeron a una selección más adecuada. La mejor estructura según NSE (0.86 para calibración y validación) resultó ser la VI, con el mayor número de parámetros. Los resultados en base al logNSE son contradictorios, la estructura IV

es la más óptima durante la calibración ($\log NSE = 0,91$), en oposición a la validación en donde la mejor fue la estructura V ($\log NSE = 0,83$). Al igual que el NSE, el AIC y el BIC en el período de validación favorecieron a los modelos más complejos, como la estructura VI, seguido de las estructuras V y IV. Los modelos con los NSE más altos son muy similares a aquellos con los $\log NSE$ más altos (estructura V y IV). El PBIAS nos indica que un modelo con valores bajos en términos del error total durante un período de calibración puede no ser un modelo bueno cuando se aplica en la validación. Esta medida considera que la estructura I es la mejor representación del sistema durante la calibración ($PBIAS = -0,5\%$) y la validación ($PBIAS = 16,5\%$), respectivamente. El análisis de la incertidumbre indica que las estructuras I, II y V tienen el mayor porcentaje de datos dentro de la banda de incertidumbre ($90PPU = 90\%$). Las curvas de duración de flujo nos muestran que la estructura V supera a las demás estructuras de modelo. Teniendo en cuenta los valores altos de NSE y $\log NSE$, el PBIAS, la clasificación en base al AIC y BIC, se podría considerar que la estructura VI ($NSE = 0,86$; $\log NSE = 0,78$; $PBIAS = 20,3\%$; $AIC = 0$ y $BIC = 0$) y la estructura V ($NSE = 0,83$; $\log NSE = 0,83$; $PBIAS = 17,6\%$; $AIC = 834$ y $BIC = 808$) fueron las que más se destacan, en orden desde la mejor. Un resultado análogo fue presentado por Birkel & Soulsby (2016), quienes probaron cinco modelos en una cuenca ubicada en el sur de Costa Rica y encontraron de manera semejante a nuestro estudio que los modelos de mayor complejidad (más de 8 parámetros) superaron a los modelos más simples. Los valores de los parámetros calibrados para las estructuras más sobresalientes (V y VI) se exponen en la *Tabla 11*.

La selección de la estructura más adecuada para simular la descarga en la cuenca de estudio representa un verdadero desafío. Cada estructura se encuentra favorecida por un criterio diferente, por lo tanto, se requiere más información hidrológica para discernir entre cuál es la mejor. Sin embargo, está claro que se necesita reservorios en cascada para simular bien los caudales y que es muy necesario un reservorio de respuesta lenta de los horizontes minerales. También es claro que la roca fracturada, aunque mejora las simulaciones en algunos casos no es concluyente con este estudio y para eso se requiere una validación más compleja como es el caso de los modelos acoplados con trazadores.

Dentro de la modelación es importante investigar que los modelos seleccionados (estructuras y parámetros) estén en la capacidad de reproducir las características hidrológicas deseadas (Martinez & Gupta, 2011). Para evaluar los procesos internos de las estructuras analizamos el porcentaje de flujo de cada uno de los reservorios (ver *Figura 11*). El rendimiento de agua

comprende, el flujo lateral que se genera en el horizonte orgánico, mineral y la capa de roca fracturada al no existir escorrentía superficial.

En la estructura V la contribución del reservorio (QH), que representa el horizonte orgánico y mineral del Histosol resulta ser del 25% del total de caudal simulado. En mayor proporción aporta el horizonte mineral del Andosol (Qlow) con un 39% y el horizonte orgánico del mismo suelo (Qup) con el 36%.

Para el caso de la estructura VI, el porcentaje más alto de flujo produce el reservorio mineral del Andosol (Qlow) con aproximadamente el 34%, seguido del reservorio de roca fracturada (RF) con un 29%. La menor cantidad de flujo se origina en el reservorio del Histosol (QH) con un 25% y en el reservorio orgánico del Andosol (Qup) con el 12%.

Tabla 11. Valores de los parámetros calibrados

| Parámetros | Valores Calibrados | | | |
|------------|--------------------|-----|--------------|---------------|
| | Min | Max | Estructura V | Estructura VI |
| a | 0.0000001 | 0.7 | 0.0189404 | 0.0643 |
| b | 0.0000001 | 0.5 | 0.0000283 | 0.2322 |
| r | 0.000001 | 0.7 | 0.1072462 | 0.3875 |
| α | 0.1 | 3.0 | 1.4552816 | 0.1037 |
| r_c | 0.000001 | 0.7 | - | 0.2932 |
| aH | 0.0000001 | 0.7 | 0.00000273 | 3.98296E-05 |
| αH | 0.1 | 3.0 | 2.9938672 | 2.5904 |
| bH | 0.000001 | 0.5 | - | 8.00E-04 |
| rH | 0.000001 | 0.7 | - | 6.14E-06 |
| S_{rf} | 50 | 200 | - | 97.4326 |

Leyenda: a , es un coeficiente de velocidad en la ecuación de la función de potencia; α , es un parámetro no lineal; b , es un coeficiente que controla la velocidad de descarga de la capa inferior del suelo; r , es un parámetro de la tasa de drenaje vertical que controla el flujo de recarga desde la capa de suelo superior a la inferior; S_{rf} , es el almacenamiento de agua en la capa de roca fracturada. Los parámetros (a, b, r, α, r_c) pertenecen a los suelos Andosoles y los parámetros ($aH, bH, rH, \alpha H$) a los Histosoles. Los rangos de parámetros se establecieron según estudios previos (Soulsby et al., 2015), con características similares a nuestra cuenca. Fuente: Autora, 2020

La distribución estacional de los componentes del flujo se ilustra en la *Tabla 12*. En la estructura V, la descarga simulada por los reservorios S_1 y S_3 resulta ser la más representativa en el período húmedo. Cuando ocurren eventos de precipitación de gran magnitud, el flujo simulado por el reservorio S_1 (horizonte orgánico del Andosol) representa el mayor porcentaje. Resultados similares fueron encontrados por Correa et al. (2019), al analizar la composición de la escorrentía para ciertos eventos de tormenta, en donde menciona que el agua que se origina en

estos suelos, fue el mayor contribuyente de flujo. Sin embargo, este reservorio permanece inactivo (no genera flujo) por amplios períodos de tiempo, lo que impide las contribuciones de agua al área de saturación. En el período más seco, los dos reservorios (Qup y Qlow) que representan al horizonte orgánico y mineral del Andosol son los que aportan con el 89% de flujo. Con respecto a la dinámica de las fuentes de agua de la estructura VI, el reservorio S₂, que corresponde al horizonte mineral del Andosol tiene el aporte más significativo en la temporada húmeda y el más relevante en la estación menos húmeda es el reservorio de roca fracturada. Esto demuestra que la conectividad entre las laderas y la zona ribereña es fundamentalmente importante para modelar la dinámica hidrológica de la cuenca como ha sido evidenciado en estudios anteriores (Soulsby et al., 2015).

Tabla 12. Porcentaje de flujo de cada reservorio por estación

| Estación | Estructura | Reservorio S ₁ (Qup) | Reservorio S ₂ (Qlow) | Reservorio S ₃ (QH) | Reservorio S ₄ (RF) |
|-----------------|---------------|------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Más | Estructura V | 43 | 25 | 32 | - |
| lluviosa | Estructura VI | 15 | 39 | 28 | 18 |
| Menos | Estructura V | 20 | 69 | 11 | - |
| lluviosa | Estructura VI | 8 | 22 | 19 | 51 |

Leyenda: estación más lluviosa (enero, febrero y noviembre) y menos lluviosa (agosto, septiembre, octubre y diciembre) para el período de validación. Fuente: Autora, 2020

Los Histosoles cumplen un papel fundamental dentro de las diferentes estaciones y de manera especial en la regulación de los flujos altos que se generan en los Andosoles, lo cual ha sido ya previamente señalado por otros investigadores (Mosquera, Céleri, et al., 2016; Correa et al., 2017). La gran capacidad de almacenamiento de estos suelos se le atribuye a su porosidad, el alto contenido de materia orgánica, la baja densidad aparente y los largos tiempos de tránsito. Del mismo modo, el potencial gravitacional de los Andosoles desempeña una función esencial en la regulación y producción del agua (Mosquera, Céleri, et al., 2016).

En el análisis de los componentes de flujo observamos que las estructura V es capaz de simular la escorrentía a través de los reservorios (orgánico y mineral), guardando cierta coherencia con algunos hechos observados. Una vez más coincidimos en la predominancia del flujo subsuperficial en el ecosistema. No obstante, en la estructura VI el reservorio de roca fracturada constituye una importante fuente de escorrentía, aunque su adición no mejoró la simulación de los flujos bajos. Más complejidad en la estructura del modelo resulta en más parámetros de calibración involucrados, pudiendo conducir a dificultades de calibración como la equifinalidad (Tran, De Niel, & Willems, 2018).

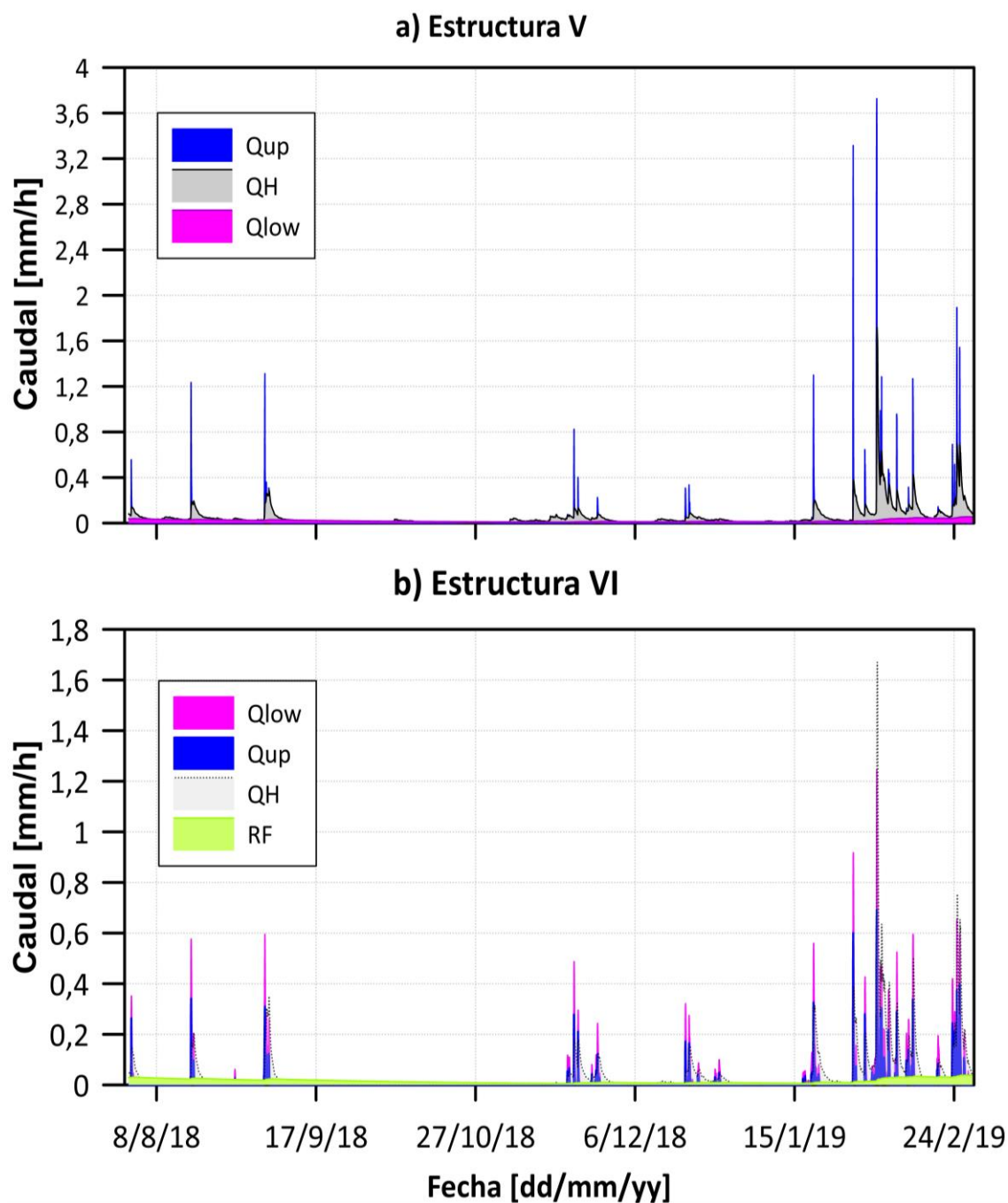


Figura 11. Componentes de flujo correspondiente a cada reservorio de las estructuras V y VI en el período de validación. *Qup*, reservorio orgánico del Andosol; *Qlow*, reservorio mineral del Andosol; *QH*, reservorio orgánico y mineral del Histosol (Estructura V y VI); *RF*, reservorio de roca fracturada.

Fuente: Autora, 2020

5. CONCLUSIONES

En este estudio se ha logrado conceptualizar la dinámica de la hidrología de una cuenca de Páramo y mediante el método de múltiples hipótesis comparar las diferentes estructuras. Se ha demostrado que este enfoque puede ser útil para probar varias conceptualizaciones de una cuenca y a su vez ayuda a definir la más adecuada. A partir de esto podemos llegar a las siguientes conclusiones:

- Los resultados obtenidos indican una simulación razonable de la descarga, con un desempeño menor en la validación.
- El AIC y BIC describen una fuerte diferencia entre las estructuras, en comparación con las métricas NSE y logNSE que tienen un poder discriminatorio menor, facilitando el proceso de selección del modelo más idóneo.
- No todas las estructuras con valores bajos de AIC y BIC en el período de calibración funcionan bien en términos de AIC y BIC en el período de validación.
- El AIC y BIC arrojaron resultados similares en la clasificación de las estructuras. Ambos criterios seleccionaron a los modelos con el mayor número de parámetros.
- Las estructuras V y VI (modelo semidistribuido de tres y cuatro reservorios respectivamente), de acuerdo a la mayoría de métricas utilizadas representan de mejor manera la hidrología de la cuenca.

La estructura III que conceptualiza las unidades de paisaje (Andosoles e Histosoles) con dos depósitos en serie resultó ser la menos apropiada entre todos los casos.

- La hidrología de la cuenca puede ser modelada únicamente con los reservorios subsuperficiales, esquematizando el horizonte orgánico y mineral de los principales tipos de suelo de la misma.
- Los límites de incertidumbre inferiores sugieren que las mayores limitaciones que presentan las estructuras para reproducir el flujo ocurren en las temporadas menos húmedas o justo después de estos períodos, hasta que el sistema logre recuperarse (llenar sus almacenamientos) para generar el flujo.
- Los modelos semidistribuidos que se conceptualizan en función de la división espacial de los suelos de la cuenca y que incorporan un reservorio de respuesta lenta, figuran entre los más complejos (6 a 10 parámetros) y superaron a los modelos más simples (4 parámetros). Esto puede estar relacionado con la heterogeneidad de las propiedades del

suelo, siendo requisito importante para simular los procesos superficiales y subsuperficiales del ecosistema.

- Dentro de este marco de múltiples hipótesis como resultado para esta cuenca se encontró que es necesario incluir reservorios de respuesta rápida y lenta para modelar la hidrología de la misma.
- Finalmente, el modelo conceptual presentado en esta tesis es una herramienta simple con una gran ventaja para la comprensión de los procesos hidrológicos, al utilizar menos datos de entrada y esfuerzo computacional en relación a otros tipos de modelos (distribuidos). Convirtiéndose en herramientas más adecuadas sobre todo para estudios en cuencas donde hay poca información disponible. Además de ello, nos permiten realizar diferentes configuraciones y a su vez incluir reservorios que no estamos seguros que existen.

6. RECOMENDACIONES

Luego del desarrollo de la tesis, en cuanto a modelación hidrológica y uso del esquema de múltiples hipótesis se recomienda:

- 1) Realizar un análisis estricto del rendimiento del NSGA-II a través, de diferentes métricas para comprobar la convergencia del algoritmo genético en el frente óptimo de Pareto.
- 2) Emplear un período más largo de tiempo para el ejercicio de modelado que contribuya a capturar todos los procesos hidrológicos de la cuenca.
- 3) Vale la pena subrayar que es muy importante invertir un esfuerzo riguroso en el control de calidad de los datos de entrada, ya que constituyen el insumo más importante en la modelación.
- 4) Emplear trazadores para una calibración más efectiva y una mayor confianza en el funcionamiento interno de la cuenca. Con la finalidad de obtener "resultados correctos por las razones correctas".

7. REFERENCIAS

- Albuja, E., & Tenelanda, D. (2014). *Desarrollo de un modelo conceptual de lluvia-escorrentía para interpretación de procesos hidrológicos en la cuenca altoandina del río Zhurucay*. Trabajo de graduación previo a la obtención del título de Ingeniero Civil, Universidad de Cuenca.
- Aucapiña, G., & Marín, F. (2014). *“EFECTOS DE LA POSICIÓN FISIOGRAFICA EN LAS PROPIEDADES HIDROFÍSICAS DE LOS SUELOS DE PÁRAMO DE LA MICROCUENCA DEL RÍO ZHURUCAY.”* Tesis Previa a la Obtención del Título de Ingeniero Agrónomo. Universidad de Cuenca.
- Bekele, E. G., & Nicklow, J. W. (2007). Multi-objective automatic calibration of SWAT using NSGA-II. *Journal of Hydrology*, 341(3–4), 165–176. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.05.014>
- Bennett, N. D., Croke, B. F. W., Guariso, G., Guillaume, J. H. A., Hamilton, S. H., Jakeman, A. J., ... Andreassian, V. (2013). Characterising performance of environmental models. *Environmental Modelling and Software*, 40, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.09.011>
- Beven, K. (1993). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16(1), 41–51. [https://doi.org/10.1016/0309-1708\(93\)90028-E](https://doi.org/10.1016/0309-1708(93)90028-E)
- Birkel, C., & Soulsby, C. (2016). Linking tracers, water age and conceptual models to identify dominant runoff processes in a sparsely monitored humid tropical catchment. *Hydrological Processes*, 30(24), 4477–4493. <https://doi.org/10.1002/hyp.10941>
- Birkel, C., Soulsby, C., & Tetzlaff, D. (2014). Developing a consistent process-based conceptualization of catchment functioning using measurements of internal state variables. *Water Resources*, 50(4), 3481–3501. <https://doi.org/10.1002/2013WR014925>
- Birkel, C., Tetzlaff, D., Dunn, S. M., & Soulsby, C. (2010). Towards a simple dynamic process conceptualization in rainfall–runoff models using multi-criteria calibration and tracers in temperate, upland catchments. *Hydrological Processes*, 24(3), 260–275. <https://doi.org/10.1002/hyp>
- Biru, Z., & Kumar, D. (2018). Calibration and validation of SWAT model using stream flow and sediment load for Mojo watershed , Ethiopia. *Sustainable Water Resources Management*, 4(4), 937–949. <https://doi.org/10.1007/s40899-017-0189-1>
- Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F., & Vergara, W. (2006). Threats to water supplies in the tropical andes. *Science*, 312(5781), 1755–1756. <https://doi.org/10.1126/science.1128087>
- Burnham, K., & Anderson, D. (2002). Model Selection and Multimodel Inference: a practical information-theoretic approach. In *Bayesian Methods in Cosmology* (2nd ed, Vol. 9780521887). <https://doi.org/10.1017/CBO9780511802461.005>
- Buytaert, W., & Beven, K. (2011). Models as multiple working hypotheses: Hydrological simulation of tropical alpine wetlands. *Hydrological Processes*, 25(11), 1784–1799.

<https://doi.org/10.1002/hyp.7936>

- Buytaert, W., Célleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., & Hofstede, R. (2006). Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1–2), 53–72. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.06.002>
- Buytaert, W., Célleri, R., & Timbe, L. (2009). Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes: Effects of GCM uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 36(7), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL037048>
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B. De, & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329(3–4), 413–421. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.031>
- Buytaert, W., Iñiguez, V., & Bièvre, B. De. (2007). The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.035>
- Carrillo-Rojas, G., Silva, B., Rollenbeck, R., Célleri, R., & Bendix, J. (2019). The breathing of the Andean highlands: Net ecosystem exchange and evapotranspiration over the páramo of southern Ecuador. *Agricultural and Forest Meteorology*, 265, 30–47. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.11.006>
- Célleri, R., & Feyen, J. (2009). The Hydrology of Tropical Andean Ecosystems : Importance , Knowledge Status , and Perspectives. *Mountain Research and Development*, 29(4), 350–355. <https://doi.org/10.1659/mrd.00007>
- Célleri, R., Willems, P., & Feyen, J. (2010). Evaluation of a data-based hydrological model for simulating the runoff of medium sized Andean basins. *Maskana*, 1(1), 61–77. <https://doi.org/10.18537/mskn.01.01.05>
- Chiew, F. H. S. (2010). Lumped Conceptual Rainfall-Runoff Models and Simple Water Balance Methods : Overview and Applications in Ungauged and Data Limited Regions. *Geography Compass*, 4(3), 206–225.
- Chin, D. (2013). *WATER-QUALITY ENGINEERING IN NATURAL SYSTEMS* (2nd ed). John Wiley & Sons.
- Chow, V. Te, Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). *Applied Hidrology*. New York, NY: Tata McGraw-Hill.
- Cirilo, J. ., Verçosa, L. F. D. ., Gomes, M. M. D. ., Feitoza, M. A. ., Ferraz, G. D. ., & Silva, B. D. . (2020). Development and application of a rainfall-runoff model for semi-arid regions. *RBRH*, 25, 1–19. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190106>
- Clark, M. P., Kavetski, D., & Fenicia, F. (2011). Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 47(9), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2010WR009827>
- Clark, M. P., McMillan, H. K., Collins, D. B. G., Kavetski, D., & Woods, R. A. (2011). Hydrological field data from a modeller's perspective: Part 2: Process-based evaluation of

- model hypotheses. *Hydrological Processes*, 25(4), 523–543. <https://doi.org/10.1002/hyp.7902>
- Correa, A., Breuer, L., Crespo, P., Célleri, R., Feyen, J., Birkel, C., ... Windhorst, D. (2019). Science of the Total Environment Spatially distributed hydro-chemical data with temporally high-resolution is needed to adequately assess the hydrological functioning of headwater catchments. *Science of the Total Environment*, 651, 1613–1626. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.189>
- Correa, A., Windhorst, D., Tetzlaff, D., Crespo, P., Célleri, R., Feyen, J., & Breuer, L. (2017). Temporal dynamics in dominant runoff sources and flow paths in the Andean Páramo. *Water Resources Research*, 53(7), 5998–6017. <https://doi.org/10.1002/2016WR020187>
- Crespo, P., Feyen, J., Buytaert, W., Bücker, A., Breuer, L., Frede, H. G., & Ramírez, M. (2011). Identifying controls of the rainfall-runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador). *Journal of Hydrology*, 407(1–4), 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.021>
- Crespo, P., Feyen, J., Buytaert, W., Célleri, R., Frede, H.-G., Ramírez, M., & Breuer, L. (2012). Development of a conceptual model of the hydrologic response of tropical Andean micro-catchments in Southern Ecuador. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(2), 2475–2510. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-2475-2012>
- De Vos, N. J., & Rientjes, T. H. M. (2007). Multi-objective performance comparison of an artificial neural network and a conceptual rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, 52(3), 397–413. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.3.397>
- Deb, K. (2001). Multi-Objective Optimization using Evolutionary Algorithms Kalyanmoy. In *John Wiley & Sons* (Vol. 16).
- Deb, K., Pratap, A., Agarwal, S., & Meyarivan, T. (2002). A fast and elitist multiobjective genetic algorithm: NSGA-II. *IEEE Transactions on Evolutionary Computation*, 6(2), 182–197. <https://doi.org/10.1109/4235.996017>
- Devia, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- Dwarakish, G. S., & Ganasri, B. P. (2015). Impact of land use change on hydrological systems: A review of current modeling approaches. *Cogent Geoscience*, 1(1), 1–18. <https://doi.org/10.1080/23312041.2015.1115691>
- Ekenberg, M. (2016). *Using a lumped conceptual hydrological model for five different catchments in Sweden*.
- Engelhardt, I., De Aguinaga, J. G., Mikat, H., Schuth, C., & Liedl, R. (2014). Complexity vs . Simplicity : Groundwater Model Ranking Using Information Criteria. 52(4), 573–583. <https://doi.org/10.1111/gwat.12080>
- Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., & Pfister, L. (2007). A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 43(3), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2006WR005098>

- Flores-López, F., Galaitsi, S. E., Escobar, M., & Purkey, D. (2016). Modeling of Andean páramo ecosystems' hydrological response to environmental change. *Water (Switzerland)*, 8(3), 1–18. <https://doi.org/10.3390/w8030094>
- Fort, M. (2015). Impact of climate change on mountain environment dynamics. *Revue de Géographie Alpine*, (103–2), 0–7. <https://doi.org/10.4000/rga.2877>
- Foster, L. M., Bearup, L. A., Molotch, N. P., Brooks, P. D., & Maxwell, R. M. (2016). Energy budget increases reduce mean streamflow more than snow – rain transitions : using integrated modeling to isolate climate change impacts on Rocky Mountain hydrology. *Environmental Research Letters*, 11(4), 044015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/044015>
- Gil, E., & Tobón, C. (2016). Hydrological modelling with TOPMODEL of Chingaza páramo, Colombia. *Revista Facultad Nacional de Agronomía Medellín*, 69(2), 7919–7933. <https://doi.org/10.15446/rfna.v69n2.59137>
- Gualipa, M. (2013). *Efecto de la incertidumbre de las observaciones hidrometeorológicas en estudios hidrológicos (Zhurucay, Mazar y Soldados)*. Trabajo de graduación previo a la obtención del título de Ingeniero Civil, Universidad de Cuenca.
- Guo, J., Zhou, J., Lu, J., Zou, Q., Zhang, H., & Bi, S. (2014). Multi-objective optimization of empirical hydrological model for streamflow prediction. *Journal of Hydrology*, 511, 242–253. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.047>
- Guthery, F. S. (2008). *A Primer on Natural Resource Science*.
- Hofstede, R., Calles, J., López, V., Polanco, R., Torres, F., Ulloa, J., ... Cerra, M. (2014). *LOS PÁRAMOS ANDINOS ¿Qué Sabemos? Estado de conocimiento sobre el impacto del cambio climático en el ecosistema páramo* (UICN). Quito.
- IPCC. (2015). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (The Core Writing Team, R. Pachauri, & L. Meyer, Eds.). Geneva, Switzerland.
- Jung, D., Choi, Y. H., & Kim, J. H. (2017). Multiobjective automatic parameter calibration of a hydrological model. *Water*, 9(3), 1–23. <https://doi.org/10.3390/w9030187>
- Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2), 1–34. <https://doi.org/10.1029/2008WR006912>
- Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13–24. <https://doi.org/10.1080/02626668609491024>
- Krause, P., Boyle, D. P., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>
- Lazo, P. X., Mosquera, G. M., McDonnell, J. J., & Crespo, P. (2019). The role of vegetation, soils, and precipitation on water storage and hydrological services in Andean Páramo catchments. *Journal of Hydrology*, 572, 805–819.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.050>

- Liniger, H., Weingartner, R., & Grosejean, M. (1998). *Mountains of the world: Water towers for the 21st century. Part I*.
- Liu, Y., & Gupta, H. V. (2007). Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resources Research*, 43(7), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006WR005756>
- Martin, D., Ely, C., & Wemple, B. (2019). Bank erosion in an Andean páramo river system : Implications for hydro-development and carbon dynamics in the neotropical Andes. *Journal of Mountain Science*, 16(2), 243–255.
- Martinez, G. F., & Gupta, H. V. (2011). Hydrologic consistency as a basis for assessing complexity of monthly water balance models for the continental United States. *Water Resources Research*, 47(12), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2011WR011229>
- McCuen, R. H., Knight, Z., & Cutter, A. G. (2006). Evaluation of the Nash-Sutcliffe efficiency index. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(6), 597–602. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2006\)11:6\(597\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:6(597))
- Mena, P., & Hofstede, R. (2006). *Los páramos ecuatorianos*. 91–109.
- Mora, D. E., Campozano, L., Cisneros, F., Wyseure, G., & Willems, P. (2014). Climate changes of hydrometeorological and hydrological extremes in the Paute basin, Ecuadorean Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 631–648. <https://doi.org/10.5194/hess-18-631-2014>
- Morán-tejeda, E., Zabalza, J., Rahman, K., Gago-silva, A., López-moreno, J. I., Vicente-serrano, S., ... Beniston, M. (2015). Hydrological impacts of climate and land-use changes in a mountain watershed : uncertainty estimation based on model comparison. *Ecohydrology*, 8(8). <https://doi.org/10.1002/eco.1590>
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Liew, M. W. Van, Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). *Measuring*. 50(3), 885–900.
- Mosquera, G. M., Célleri, R., Lazo, P. X., Vaché, K. B., Perakis, S. S., & Crespo, P. (2016). Combined use of isotopic and hydrometric data to conceptualize ecohydrological processes in a high-elevation tropical ecosystem. *Hydrological Processes*, 30(17), 2930–2947. <https://doi.org/10.1002/hyp.10927>
- Mosquera, G. M., Lazo, P. X., Célleri, R., Wilcox, B. P., & Crespo, P. (2015). Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands. *Catena*, 125, 120–128. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.010>
- Mosquera, G. M., Segura, C., Vaché, K. B., Windhorst, D., Breuer, L., & Crespo, P. (2016). Insights into the water mean transit time in a high-elevation tropical ecosystem. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(7), 2987–3004. <https://doi.org/10.5194/hess-20-2987-2016>
- Mutua, F. M. (1994). The use of the Akaike Information Criterion in the identification of an optimum flood frequency model. *Hydrological Sciences Journal*, 39(3), 235–244. <https://doi.org/10.1080/02626669409492740>

- Nash, J., & Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290.
- Neuman, S. P. (2003). Maximum likelihood Bayesian averaging of uncertain model predictions. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 17(5), 291–305. <https://doi.org/10.1007/s00477-003-0151-7>
- Okoli, K., Breinl, K., Brandimarte, L., Botto, A., Volpi, E., & Di Baldassarre, G. (2018). Model averaging versus model selection: estimating design floods with uncertain river flow data. *Hydrological Sciences Journal*, 63(13–14), 1913–1926. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1546389>
- Orth, R., Staudinger, M., Seneviratne, S. I., Seibert, J., & Zappa, M. (2015). Does model performance improve with complexity? A case study with three hydrological models. *Journal of Hydrology*, 523, 147–159. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.044>
- Padrón, R. S., Wilcox, B. P., Crespo, P., & Célleri, R. (2015). Rainfall in the Andean Páramo: New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3), 985–996. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-14-0135.1>
- Paik, K., Kim, J. H., Kim, H. S., & Lee, D. R. (2005). A conceptual rainfall-runoff model considering seasonal variation. *Hydrological Processes*, 19(19), 3837–3850. <https://doi.org/10.1002/hyp.5984>
- Pribulick, C. E., Foster, L. M., Bearup, L. A., Navarre, A. K., Kenneth, S., Rosemary, H. W., & Reed, W. H. C. (2016). Contrasting the hydrologic response due to land cover and climate change in a mountain headwaters system. *Ecohydrology*, 9(8), 1–8. <https://doi.org/10.1002/eco.1779>
- Refsgaard, J. C. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1–4), 69–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03329-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03329-X)
- Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Rogelis, M. C., Werner, M., Obregón, N., & Wright, N. (2016). Hydrological model assessment for flood early warning in a tropical high mountain basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1–36. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-30>
- Sarkar, A., & Kumar, R. (2012). *Artificial Neural Networks for Event Based*. 4, 891–897. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2012.410105>
- Singh, A., Imtiyaz, M., Isaac, R. K., & Denis, D. M. (2014). Assessing the performance and uncertainty analysis of the SWAT and RBNN models for simulation of sediment yield in the Nagwa watershed, India. *Hydrological Sciences Journal*, 59(2), 351–364. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.872787>
- Sivakumar, B. (2008). Dominant processes concept , model simplification and classification framework in catchment hydrology. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 22(6), 737–748. <https://doi.org/10.1007/s00477-007-0183-5>

- Soon, T. K., & Madsen, H. (2005). Multiobjective calibration with Pareto preference ordering: An application to rainfall-runoff model calibration. *Water Resources Research*, 41(3), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004WR003041>
- Soulsby, C., Birkel, C., Geris, J., Dick, J., Tunaley, C., & Tetzlaff, D. (2015). Stream water age distributions controlled by storage dynamics and nonlinear hydrologic connectivity: Modeling with high-resolution isotope data. *Water Resources Research*, 51(9), 7759–7776. <https://doi.org/10.1002/2015WR017888>. Received
- Sucozhañay, A., & Célleri, R. (2018). Impact of Rain Gauges distribution on the runoff simulation of a small mountain catchment in Southern Ecuador. *Water (Switzerland)*, 10(9), 1169. <https://doi.org/10.3390/w10091169>
- Tetzlaff, D., Buttle, J., Carey, S. K., McGuire, K., Laudon, H., & Soulsby, C. (2015). Tracer-based assessment of flow paths, storage and runoff generation in northern catchments: A review. *Hydrological Processes*, 29(16), 3475–3490. <https://doi.org/10.1002/hyp.10412>
- Toledo, C., Muñoz, E., & Zambrano-bigiarini, M. (2015). Comparison of Stationary and Dynamic Conceptual Models in a Mountainous and Data-Sparse Catchment in the South-Central Chilean Andes. *Advances in Meteorology*, 2015, 1–14. <https://doi.org/10.1155/2015/526158>
- Tran, Q. Q., De Niel, J., & Willems, P. (2018). Spatially Distributed Conceptual Hydrological Model Building: A Generic Top-Down Approach Starting From Lumped Models. *Water Resources Research*, 54(10), 8064–8085. <https://doi.org/10.1029/2018WR023566>
- UNESCO. (2013). *Climate change impacts on mountain regions of the world*. 104. Retrieved from <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000224605>
- Viviroli, D., Du, H. H., Messerli, B., Meybeck, M., & Weingartner, R. (2007). *Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance*. 43(7), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2006WR005653>
- Vuille, M., & Bradley, R. S. (1999). *Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies*.
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., & Keimig, F. (2003). 20th century climate change in the tropical Andes: Observations and model results. In *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, 59, 75–99. <https://doi.org/10.1023/A:1024406427519>
- Wang, H. S., Tu, C. H., & Chen, K. H. (2015). Supplier selection and production planning by using guided genetic algorithm and dynamic nondominated sorting genetic algorithm II approaches. *Mathematical Problems in Engineering*, 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/260205>
- Wang, Q., Wang, L., Huang, W., Wang, Z., Liu, S., & Savić, D. A. (2019). Parameterization of NSGA-II for the optimal design of water distribution systems. *Water*, 11(5), 971. <https://doi.org/10.3390/w11050971>
- Westra, S., Thyer, M., Leonard, M., Dmitri, K., & Lambert, M. (2014). A strategy for diagnosing and interpreting hydrological model nonstationarity. *International Surgery*,

50(1), 5090–5113. <https://doi.org/10.1002/2013WR014719>. Received

- Zhang, Rong, Moreira, M., & Corte-Real, J. (2016). Multi-objective calibration of the physically based, spatially distributed SHETRAN hydrological model. *Journal of Hydroinformatics*, 18(3), 428–445. <https://doi.org/10.2166/hydro.2015.219>
- Zhang, Ruqiang, Liu, J., Gao, H., & Mao, G. (2018). Can multi-objective calibration of streamflow guarantee better hydrological model accuracy? *Journal of Hydroinformatics*, 20(3), 687–698. <https://doi.org/10.2166/hydro.2018.131>
- Zhang, X., Srinivasan, R., & Van Liew, M. (2010). On the use of multi-algorithm, genetically adaptive multi-objective method for multi-site calibration of the SWAT model. *Hydrological Processes*, 24(8), 955–969. <https://doi.org/10.1002/hyp.7528>
- Zhao, R.-J. (1992). The Xinanjiang model applied in China. *Journal of Hydrology*, 135(1–4), 371–381. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90096-E](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90096-E)
- Albuja, E., & Tenelanda, D. (2014). *Desarrollo de un modelo conceptual de lluvia-escurrentía para interpretación de procesos hidrológicos en la cuenca altoandina del río Zhurucay*. Trabajo de graduación previo a la obtención del título de Ingeniero Civil, Universidad de Cuenca.
- Aucapiña, G., & Marín, F. (2014). *“EFECTOS DE LA POSICIÓN FISIOGRAFICA EN LAS PROPIEDADES HIDROFÍSICAS DE LOS SUELOS DE PÁRAMO DE LA MICROCUENCA DEL RÍO ZHURUCAY.”* Tesis Previa a la Obtención del Título de Ingeniero Agrónomo. Universidad de Cuenca.
- Bekele, E. G., & Nicklow, J. W. (2007). Multi-objective automatic calibration of SWAT using NSGA-II. *Journal of Hydrology*, 341(3–4), 165–176. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.05.014>
- Bennett, N. D., Croke, B. F. W., Guariso, G., Guillaume, J. H. A., Hamilton, S. H., Jakeman, A. J., ... Andreassian, V. (2013). Characterising performance of environmental models. *Environmental Modelling and Software*, 40, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.09.011>
- Beven, K. (1993). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16(1), 41–51. [https://doi.org/10.1016/0309-1708\(93\)90028-E](https://doi.org/10.1016/0309-1708(93)90028-E)
- Birkel, C., & Soulsby, C. (2016). Linking tracers, water age and conceptual models to identify dominant runoff processes in a sparsely monitored humid tropical catchment. *Hydrological Processes*, 30(24), 4477–4493. <https://doi.org/10.1002/hyp.10941>
- Birkel, C., Soulsby, C., & Tetzlaff, D. (2014). Developing a consistent process-based conceptualization of catchment functioning using measurements of internal state variables. *Water Resources*, 50(4), 3481–3501. <https://doi.org/10.1002/2013WR014925>
- Birkel, C., Tetzlaff, D., Dunn, S. M., & Soulsby, C. (2010). Towards a simple dynamic process conceptualization in rainfall–runoff models using multi-criteria calibration and tracers in temperate, upland catchments. *Hydrological Processes*, 24(3), 260–275. <https://doi.org/10.1002/hyp>

- Biru, Z., & Kumar, D. (2018). Calibration and validation of SWAT model using stream flow and sediment load for Mojo watershed , Ethiopia. *Sustainable Water Resources Management*, 4(4), 937–949. <https://doi.org/10.1007/s40899-017-0189-1>
- Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F., & Vergara, W. (2006). Threats to water supplies in the tropical andes. *Science*, 312(5781), 1755–1756. <https://doi.org/10.1126/science.1128087>
- Burnham, K., & Anderson, D. (2002). Model Selection and Multimodel Inference: a practical information-theoretic approach. In *Bayesian Methods in Cosmology* (2nd ed, Vol. 9780521887). <https://doi.org/10.1017/CBO9780511802461.005>
- Buytaert, W., & Beven, K. (2011). Models as multiple working hypotheses: Hydrological simulation of tropical alpine wetlands. *Hydrological Processes*, 25(11), 1784–1799. <https://doi.org/10.1002/hyp.7936>
- Buytaert, W., Célleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., & Hofstede, R. (2006). Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1–2), 53–72. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.06.002>
- Buytaert, W., Célleri, R., & Timbe, L. (2009). Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes: Effects of GCM uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 36(7), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL037048>
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B. De, & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329(3–4), 413–421. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.031>
- Buytaert, W., Iñiguez, V., & Bièvre, B. De. (2007). The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.035>
- Carrillo-Rojas, G., Silva, B., Rollenbeck, R., Célleri, R., & Bendix, J. (2019). The breathing of the Andean highlands: Net ecosystem exchange and evapotranspiration over the páramo of southern Ecuador. *Agricultural and Forest Meteorology*, 265, 30–47. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.11.006>
- Célleri, R., & Feyen, J. (2009). The Hydrology of Tropical Andean Ecosystems : Importance , Knowledge Status , and Perspectives. *Mountain Research and Development*, 29(4), 350–355. <https://doi.org/10.1659/mrd.00007>
- Célleri, R., Willems, P., & Feyen, J. (2010). Evaluation of a data-based hydrological model for simulating the runoff of medium sized Andean basins. *Maskana*, 1(1), 61–77. <https://doi.org/10.18537/mskn.01.01.05>
- Chiew, F. H. S. (2010). Lumped Conceptual Rainfall-Runoff Models and Simple Water Balance Methods : Overview and Applications in Ungauged and Data Limited Regions. *Geography Compass*, 4(3), 206–225.
- Chin, D. (2013). *WATER-QUALITY ENGINEERING IN NATURAL SYSTEMS* (2nd ed). John Wiley & Sons.

- Chow, V. Te, Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). *Applied Hidrology*. New York, NY: Tata McGraw-Hill.
- Cirilo, J. ., Verçosa, L. F. D. ., Gomes, M. M. D. ., Feitoza, M. A. ., Ferraz, G. D. ., & Silva, B. D. . (2020). Development and application of a rainfall-runoff model for semi-arid regions. *RBRH*, 25, 1–19. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190106>
- Clark, M. P., Kavetski, D., & Fenicia, F. (2011). Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 47(9), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2010WR009827>
- Clark, M. P., McMillan, H. K., Collins, D. B. G., Kavetski, D., & Woods, R. A. (2011). Hydrological field data from a modeller's perspective: Part 2: Process-based evaluation of model hypotheses. *Hydrological Processes*, 25(4), 523–543. <https://doi.org/10.1002/hyp.7902>
- Correa, A., Breuer, L., Crespo, P., Célleri, R., Feyen, J., Birkel, C., ... Windhorst, D. (2019). Science of the Total Environment Spatially distributed hydro-chemical data with temporally high-resolution is needed to adequately assess the hydrological functioning of headwater catchments. *Science of the Total Environment*, 651, 1613–1626. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.189>
- Correa, A., Windhorst, D., Tetzlaff, D., Crespo, P., Célleri, R., Feyen, J., & Breuer, L. (2017). Temporal dynamics in dominant runoff sources and flow paths in the Andean Páramo. *Water Resources Research*, 53(7), 5998–6017. <https://doi.org/10.1002/2016WR020187>
- Crespo, P., Feyen, J., Buytaert, W., Bücker, A., Breuer, L., Frede, H. G., & Ramírez, M. (2011). Identifying controls of the rainfall-runoff response of small catchments in the tropical Andes (Ecuador). *Journal of Hydrology*, 407(1–4), 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.07.021>
- Crespo, P., Feyen, J., Buytaert, W., Célleri, R., Frede, H.-G., Ramírez, M., & Breuer, L. (2012). Development of a conceptual model of the hydrologic response of tropical Andean micro-catchments in Southern Ecuador. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(2), 2475–2510. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-2475-2012>
- De Vos, N. J., & Rientjes, T. H. M. (2007). Multi-objective performance comparison of an artificial neural network and a conceptual rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, 52(3), 397–413. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.3.397>
- Deb, K. (2001). Multi-Objective Optimization using Evolutionary Algorithms Kalyanmoy. In *John Wiley & Sons* (Vol. 16).
- Deb, K., Pratap, A., Agarwal, S., & Meyarivan, T. (2002). A fast and elitist multiobjective genetic algorithm: NSGA-II. *IEEE Transactions on Evolutionary Computation*, 6(2), 182–197. <https://doi.org/10.1109/4235.996017>
- Devia, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- Dwarakish, G. S., & Ganasri, B. P. (2015). Impact of land use change on hydrological systems: A review of current modeling approaches. *Cogent Geoscience*, 1(1), 1–18.

<https://doi.org/10.1080/23312041.2015.1115691>

- Ekenberg, M. (2016). *Using a lumped conceptual hydrological model for five different catchments in Sweden*.
- Engelhardt, I., De Aguinaga, J. G., Mikat, H., Schuth, C., & Liedl, R. (2014). *Complexity vs . Simplicity : Groundwater Model Ranking Using Information Criteria*. 52(4), 573–583. <https://doi.org/10.1111/gwat.12080>
- Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., & Pfister, L. (2007). A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 43(3), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2006WR005098>
- Flores-López, F., Galaitzi, S. E., Escobar, M., & Purkey, D. (2016). Modeling of Andean páramo ecosystems' hydrological response to environmental change. *Water (Switzerland)*, 8(3), 1–18. <https://doi.org/10.3390/w8030094>
- Fort, M. (2015). Impact of climate change on mountain environment dynamics. *Revue de Géographie Alpine*, (103–2), 0–7. <https://doi.org/10.4000/rga.2877>
- Foster, L. M., Bearup, L. A., Molotch, N. P., Brooks, P. D., & Maxwell, R. M. (2016). Energy budget increases reduce mean streamflow more than snow – rain transitions : using integrated modeling to isolate climate change impacts on Rocky Mountain hydrology. *Environmental Research Letters*, 11(4), 044015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/044015>
- Gil, E., & Tobón, C. (2016). Hydrological modelling with TOPMODEL of Chingaza páramo, Colombia. *Revista Facultad Nacional de Agronomía Medellín*, 69(2), 7919–7933. <https://doi.org/10.15446/rfna.v69n2.59137>
- Gualipa, M. (2013). *Efecto de la incertidumbre de las observaciones hidrometeorológicas en estudios hidrológicos (Zhurucay, Mazar y Soldados)*. Trabajo de graduación previo a la obtención del título de Ingeniero Civil, Universidad de Cuenca.
- Guo, J., Zhou, J., Lu, J., Zou, Q., Zhang, H., & Bi, S. (2014). Multi-objective optimization of empirical hydrological model for streamflow prediction. *Journal of Hydrology*, 511, 242–253. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.047>
- Guthery, F. S. (2008). *A Primer on Natural Resource Science*.
- Hofstede, R., Calles, J., López, V., Polanco, R., Torres, F., Ulloa, J., ... Cerra, M. (2014). *LOS PÁRAMOS ANDINOS ¿Qué Sabemos? Estado de conocimiento sobre el impacto del cambio climático en el ecosistema páramo* (UICN). Quito.
- IPCC. (2015). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (The Core Writing Team, R. Pachauri, & L. Meyer, Eds.). Geneva, Switzerland.
- Jung, D., Choi, Y. H., & Kim, J. H. (2017). Multiobjective automatic parameter calibration of a hydrological model. *Water*, 9(3), 1–23. <https://doi.org/10.3390/w9030187>
- Kirchner, J. W. (2009). Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization,

- rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45(2), 1–34. <https://doi.org/10.1029/2008WR006912>
- Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13–24. <https://doi.org/10.1080/02626668609491024>
- Krause, P., Boyle, D. P., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>
- Lazo, P. X., Mosquera, G. M., McDonnell, J. J., & Crespo, P. (2019). The role of vegetation, soils, and precipitation on water storage and hydrological services in Andean Páramo catchments. *Journal of Hydrology*, 572, 805–819. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.050>
- Liniger, H., Weingartner, R., & Grosejean, M. (1998). *Mountains of the world: Water towers for the 21st century. Part I*.
- Liu, Y., & Gupta, H. V. (2007). Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resources Research*, 43(7), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006WR005756>
- Martin, D., Ely, C., & Wemple, B. (2019). Bank erosion in an Andean páramo river system: Implications for hydro-development and carbon dynamics in the neotropical Andes. *Journal of Mountain Science*, 16(2), 243–255.
- Martinez, G. F., & Gupta, H. V. (2011). Hydrologic consistency as a basis for assessing complexity of monthly water balance models for the continental United States. *Water Resources Research*, 47(12), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2011WR011229>
- McCuen, R. H., Knight, Z., & Cutter, A. G. (2006). Evaluation of the Nash-Sutcliffe efficiency index. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(6), 597–602. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2006\)11:6\(597\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:6(597))
- Mena, P., & Hofstede, R. (2006). *Los páramos ecuatorianos*. 91–109.
- Mora, D. E., Campozano, L., Cisneros, F., Wyseure, G., & Willems, P. (2014). Climate changes of hydrometeorological and hydrological extremes in the Paute basin, Ecuadorean Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 631–648. <https://doi.org/10.5194/hess-18-631-2014>
- Morán-tejeda, E., Zabalza, J., Rahman, K., Gago-silva, A., López-moreno, J. I., Vicente-serrano, S., ... Beniston, M. (2015). Hydrological impacts of climate and land-use changes in a mountain watershed: uncertainty estimation based on model comparison. *Ecohydrology*, 8(8). <https://doi.org/10.1002/eco.1590>
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Liew, M. W. Van, Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). *M e g s q a w s*. 50(3), 885–900.
- Mosquera, G. M., Célleri, R., Lazo, P. X., Vaché, K. B., Perakis, S. S., & Crespo, P. (2016). Combined use of isotopic and hydrometric data to conceptualize ecohydrological processes in a high-elevation tropical ecosystem. *Hydrological Processes*, 30(17), 2930–

2947. <https://doi.org/10.1002/hyp.10927>

- Mosquera, G. M., Lazo, P. X., Célleri, R., Wilcox, B. P., & Crespo, P. (2015). Runoff from tropical alpine grasslands increases with areal extent of wetlands. *Catena*, 125, 120–128. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.10.010>
- Mosquera, G. M., Segura, C., Vaché, K. B., Windhorst, D., Breuer, L., & Crespo, P. (2016). Insights into the water mean transit time in a high-elevation tropical ecosystem. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(7), 2987–3004. <https://doi.org/10.5194/hess-20-2987-2016>
- Mutua, F. M. (1994). The use of the Akaike Information Criterion in the identification of an optimum flood frequency model. *Hydrological Sciences Journal*, 39(3), 235–244. <https://doi.org/10.1080/02626669409492740>
- Nash, J., & Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290.
- Neuman, S. P. (2003). Maximum likelihood Bayesian averaging of uncertain model predictions. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 17(5), 291–305. <https://doi.org/10.1007/s00477-003-0151-7>
- Okoli, K., Breinl, K., Brandimarte, L., Botto, A., Volpi, E., & Di Baldassarre, G. (2018). Model averaging versus model selection: estimating design floods with uncertain river flow data. *Hydrological Sciences Journal*, 63(13–14), 1913–1926. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1546389>
- Orth, R., Staudinger, M., Seneviratne, S. I., Seibert, J., & Zappa, M. (2015). Does model performance improve with complexity? A case study with three hydrological models. *Journal of Hydrology*, 523, 147–159. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.044>
- Padrón, R. S., Wilcox, B. P., Crespo, P., & Célleri, R. (2015). Rainfall in the Andean Páramo: New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *Journal of Hydrometeorology*, 16(3), 985–996. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-14-0135.1>
- Paik, K., Kim, J. H., Kim, H. S., & Lee, D. R. (2005). A conceptual rainfall-runoff model considering seasonal variation. *Hydrological Processes*, 19(19), 3837–3850. <https://doi.org/10.1002/hyp.5984>
- Pribulick, C. E., Foster, L. M., Bearup, L. A., Navarre, A. K., Kenneth, S., Rosemary, H. W., & Reed, W. H. C. (2016). Contrasting the hydrologic response due to land cover and climate change in a mountain headwaters system. *Ecohydrology*, 9(8), 1–8. <https://doi.org/10.1002/eco.1779>
- Refsgaard, J. C. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1–4), 69–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03329-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03329-X)
- Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Rogelis, M. C., Werner, M., Obregón, N., & Wright, N. (2016). Hydrological model assessment

- for flood early warning in a tropical high mountain basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1–36. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-30>
- Sarkar, A., & Kumar, R. (2012). *Artificial Neural Networks for Event Based*. 4, 891–897. <https://doi.org/10.4236/jwarp.2012.410105>
- Singh, A., Imtiyaz, M., Isaac, R. K., & Denis, D. M. (2014). Assessing the performance and uncertainty analysis of the SWAT and RBNN models for simulation of sediment yield in the Nagwa watershed, India. *Hydrological Sciences Journal*, 59(2), 351–364. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.872787>
- Sivakumar, B. (2008). Dominant processes concept , model simplification and classification framework in catchment hydrology. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 22(6), 737–748. <https://doi.org/10.1007/s00477-007-0183-5>
- Soon, T. K., & Madsen, H. (2005). Multiobjective calibration with Pareto preference ordering: An application to rainfall-runoff model calibration. *Water Resources Research*, 41(3), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2004WR003041>
- Soulsby, C., Birkel, C., Geris, J., Dick, J., Tunaley, C., & Tetzlaff, D. (2015). Stream water age distributions controlled by storage dynamics and nonlinear hydrologic connectivity: Modeling with high-resolution isotope data. *Water Resources Research*, 51(9), 7759–7776. <https://doi.org/10.1002/2015WR017888>.Received
- Sucozhañay, A., & Célleri, R. (2018). Impact of Rain Gauges distribution on the runoff simulation of a small mountain catchment in Southern Ecuador. *Water (Switzerland)*, 10(9), 1169. <https://doi.org/10.3390/w10091169>
- Tetzlaff, D., Buttle, J., Carey, S. K., Mcguire, K., Laudon, H., & Soulsby, C. (2015). Tracer-based assessment of flow paths, storage and runoff generation in northern catchments: A review. *Hydrological Processes*, 29(16), 3475–3490. <https://doi.org/10.1002/hyp.10412>
- Toledo, C., Muñoz, E., & Zambrano-bigiarini, M. (2015). Comparison of Stationary and Dynamic Conceptual Models in a Mountainous and Data-Sparse Catchment in the South-Central Chilean Andes. *Advances in Meteorology*, 2015, 1–14. <https://doi.org/10.1155/2015/526158>
- Tran, Q. Q., De Niel, J., & Willems, P. (2018). Spatially Distributed Conceptual Hydrological Model Building: A Generic Top-Down Approach Starting From Lumped Models. *Water Resources Research*, 54(10), 8064–8085. <https://doi.org/10.1029/2018WR023566>
- UNESCO. (2013). *Climate change impacts on mountain regions of the world*. 104. Retrieved from <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000224605>
- Viviroli, D., Du, H. H., Messerli, B., Meybeck, M., & Weingartner, R. (2007). *Mountains of the world , water towers for humanity : Typology , mapping , and global significance*. 43(7), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2006WR005653>
- Vuille, M., & Bradley, R. S. (1999). *Climate Variability in the Andes of Ecuador and Its Relation to Tropical Pacific and Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies*.
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M., & Keimig, F. (2003). 20th century climate change in

- the tropical Andes: Observations and model results. *In Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, 59, 75–99. <https://doi.org/10.1023/A:1024406427519>
- Wang, H. S., Tu, C. H., & Chen, K. H. (2015). Supplier selection and production planning by using guided genetic algorithm and dynamic nondominated sorting genetic algorithm II approaches. *Mathematical Problems in Engineering*, 2015. <https://doi.org/10.1155/2015/260205>
- Wang, Q., Wang, L., Huang, W., Wang, Z., Liu, S., & Savić, D. A. (2019). Parameterization of NSGA-II for the optimal design of water distribution systems. *Water*, 11(5), 971. <https://doi.org/10.3390/w11050971>
- Westra, S., Thyer, M., Leonard, M., Dmitri, K., & Lambert, M. (2014). A strategy for diagnosing and interpreting hydrological model nonstationarity. *International Surgery*, 50(1), 5090–5113. <https://doi.org/10.1002/2013WR014719>. Received
- Zhang, Rong, Moreira, M., & Corte-Real, J. (2016). Multi-objective calibration of the physically based, spatially distributed SHETRAN hydrological model. *Journal of Hydroinformatics*, 18(3), 428–445. <https://doi.org/10.2166/hydro.2015.219>
- Zhang, Ruqiang, Liu, J., Gao, H., & Mao, G. (2018). Can multi-objective calibration of streamflow guarantee better hydrological model accuracy? *Journal of Hydroinformatics*, 20(3), 687–698. <https://doi.org/10.2166/hydro.2018.131>
- Zhang, X., Srinivasan, R., & Van Liew, M. (2010). On the use of multi-algorithm, genetically adaptive multi-objective method for multi-site calibration of the SWAT model. *Hydrological Processes*, 24(8), 955–969. <https://doi.org/10.1002/hyp.7528>
- Zhao, R.-J. (1992). The Xinanjiang model applied in China. *Journal of Hydrology*, 135(1–4), 371–381. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90096-E](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90096-E)